

Geognostische Jahreshefte.

Sechszwanzigster Jahrgang

1913.

Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses
und des Äußern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes
in München.



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1914.

Geognostische Jahreshefte

Verlag von C. Wolf & Sohn

München

Geognostische
Jahreshefte
C. Wolf & Sohn
München

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Walter Bucher: Beitrag zur geologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz	1—103
Mit 2 Tafeln.	
Hans Krauß: Geologische Aufnahme des Gebiets zwischen Reichenhall und Melleck	105—154
Mit 1 Karte, 1 Profiltafel, 2 Fossiltafeln und 2 Textbeilagen.	
Otto M. Reis: Über permische Pleuracanthidenreste	155—162
Mit 1 Tafel.	
Matthaeus Schuster: Mikroskopische Untersuchung von Tonsteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz	163—186
Mit 1 Tafel.	
F. W. Pfaff: Beziehungen zwischen geologischem Aufbau und erdmagnetischen Messungen im rechtsrheinischen Bayern	187—233
Mit 1 Tafel.	
Matthaeus Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1:100 000)	235—266
—————	
Berichte über den Stand der geologischen und agrogeologischen Aufnahmen in Unterfranken und Oberbayern mit vorläufigen Mitteilungen:	
F. W. Pfaff	268—269
Matth. Schuster	269—270
W. Koehne und F. Münichsdorfer	270—274
H. Niklas	274—275
H. Krauß	275—277
Chemisch-analytische Arbeiten im Laboratorium	277—278
Gutachtliche Äußerungen über Fragen der praktischen Geologie	278—279
Kleinere vermischte Mitteilungen der Geognost. Jahreshfte 1913:	
Otto M. Reis: Zur Frage der Entstehung von Konkretionen	281—290
Matth. Schuster: „Englburgit“ vom Wenneberg im Ries	290—292
Hans Krauß: Zur Nomenclatur der alpinen Trias. „Guttensteiner Kalk“	292—293
Friedrich W. Pfaff: Entstehung von Quellenkohlenäure durch chemische Umsetzung	293—295

Karte ent
25.3.40.

Beitrag zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz.

Von

Walter Bucher.

(Mit zwei Tafeln.)

I. Geologischer Teil.

1. Einleitung.

So einfach das Mainzer Becken in seinen geologischen Verhältnissen scheint und so viel schon darüber geschrieben wurde, so sehr harren noch viele Grundfragen seiner Geschichte einer wirklich befriedigenden Lösung, die Fragen nach seinem Zusammenhang mit der offenen See, nach seinen Ufern, seinen Strandverschiebungen, seinen Tiefenverhältnissen, nach der Gleichzeitigkeit seiner Phasen mit den Vorgängen in anderen Gegenden Europas, kurz, nach den Elementen einer lebendigen paläogeographischen Erkenntnis, die das Endziel jeder geologischen Lokalforschung sein muß.

In jüngster Zeit werden sie wieder mit neuem Interesse erörtert. Bei dieser Gelegenheit zeigt sich aber die äußerst ungleiche Verteilung der vorhandenen Arbeiten.

Das Studium der Geschichte eines relativ so selbständigen Meeresteiles kann von drei ganz verschiedenen Seiten in Angriff genommen werden: von der tektonisch-morphologischen, der petrographischen und der bionomischen. Sie setzen voraus: eine genaue kartographische Aufnahme, vergleichende petrogenetische Studien und systematische paläontologische Beschreibung der Fossilien.

Selbst diese Vorarbeiten sind in der Literatur des Mainzer Beckens sehr ungleich in Angriff genommen. Auf petrographischem Gebiete fehlen sie so gut wie ganz. Eine exakte geologische, vor allem tektonische Auffassung und Kartierung ist z. B. in der bayerischen Rheinpfalz erschwert und zum Teil unmöglich, da gute Isohypsenkarten in größerem Maßstabe eben erst in Angriff genommen sind.

Die Blätter der topographischen Karte 1:25 000 sind in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aufgenommen und scheinen ihre letzten Korrekturen in den sechziger Jahren erhalten zu haben.

Die paläontologische Forschung ist das Hauptgebiet der Literatur des Mainzer Beckens. Daß auch hier noch empfindliche Lücken sich finden, beweisen z. B. die Foraminiferen. Sie sind auch ein interessantes Beispiel für die Abhängigkeit vieler wissenschaftlicher Arbeiten von — sagen wir Äußerlichkeiten. An die Ausscheidung des Septarientones durch BEYRICH schlossen sich, von ihm veranlaßt, die zahlreichen

Arbeiten von REUSS über die Foraminiferenfauna des Septarientones an, die, zumal sie das Mainzer Becken mit inbegriffen, eine vorzügliche Grundlage für weitere Arbeiten bildeten, deren Zahl denn auch keine kleine ist. Nun muß man ja gegenüber den etwa 200 Foraminiferenarten unseres Septarientones die Foraminiferenfauna des Cyrenenmergels (und gar der jüngeren Schichten!) arm nennen. Wer sie aber heute zu stratigraphischen Zwecken, zur Beurteilung von Lokalfaunen und von Faziesunterschieden — für die sie von besonderem Werte sein können¹⁾ — ausnützen will, vermißt schmerzlich systematische Vorarbeiten.

Eine bionomische Verwertung des ganzen vorhandenen paläontologischen Materiales begegnet besonderen Schwierigkeiten und es liegen daher, von gelegentlichen Notizen abgesehen, Versuche in diesem Sinne erst für die mitteloligocänen Strandbildungen der Westküste des Mainzer Beckens vor. (KINKELIN, SCHOPP, DELKESKAMP.)

Selbst die Grundbedingung zu jeder fruchtbringenden Spekulation über die Geschichte einer Landschaft, eine annähernd gleichwertige Kenntnis aller ihrer Teile, ist für das Mainzer Becken aus verschiedenen Gründen bis heute nicht erfüllt. Das beste Beispiel ist wieder die bayerische Rheinpfalz, deren zahlreiche, zum Teil schöne und mehrfach gut beschriebene Aufschlüsse in der Literatur des Mainzer Beckens keine oder nur flüchtige Erwähnung erfuhren.

Ihre Kenntnis zu fördern, habe ich als meine Aufgabe betrachtet. Dabei sah ich von vorneherein von einer Behandlung der Küstenkonglomerate und -sande ab. Gerne hätte ich den ungegliederten, weil fossilereinen Komplex von jung-oligocänen Tonmergeln, besonders der südlichen Pfalz, mitbehandelt. Das läßt sich aber mit Erfolg nur auf Grund einer vergleichenden Studie über die Foraminiferenfauna des gesamten Cyrenenmergels des Mainzer Beckens ausführen, die, wie oben erwähnt, bis heute fehlt. Ich habe aber um so leichter nach anfänglichen Bemühungen darauf verzichtet, als das jüngere Tertiär allein genügend Material bot, das eine Veröffentlichung lohnen konnte.

Vor allem wollte ich die wichtigeren Aufschlüsse der Pfalz dem Tertiärgeologen zu Vergleichsexkursionen zugänglich machen. Ich habe ihnen daher eine ziemlich breite Lokalbeschreibung gewidmet. Auch hielt ich es für wünschenswert, ohne Spezialstudien liefern zu wollen, meine petrographischen Beobachtungen zusammenzustellen. Über meine tektonische Auffassung habe ich so viel gesagt, als ich mit gutem Gewissen ohne Isohypsenkarte und ohne eine Aufnahme in großem Maßstabe behaupten konnte.

Es erübrigt mir noch, meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. SALOMON, unter dessen Leitung und vielfachem Beistand ich die Arbeit durchführen konnte, meinen aufrichtigen Dank zu sagen. Besonderen Dank schulde ich auch der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes, vor allem Herrn Oberberggrat Dr. L. v. AMMON, für die überaus zuvorkommende Überlassung des sehr reichen, sich hauptsächlich auf den Bereich des Blattes Donnersberg beziehenden, von Dr. REIS gesammelten Materiales der Sammlung der Landesuntersuchung, und Herrn Landesgeologen Dr. REIS für den Verzicht auf die begonnene paläontologische Bearbeitung dieses seines Materials und vielfache liebenswürdige Unterstützung mit Rat und Tat; ebenso der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zu Frankfurt a. M., die mir bereitwilligst die Benutzung ihrer reichen Schätze, besonders auch von Originalen, erlaubte und mir mehrfach tagelang einen Arbeitsplatz in ihren Räumen

¹⁾ WALTHER JOH., Einleit. in die Geol. als histor. Wissensch. 1893/94 p. 211.

überließ; mein Dank gilt im besonderen den Herren Professor Dr. KINKELIN und Dr. DREVERMANN für vielfaches überaus freundliches Entgegenkommen. Zu großem Danke bin ich auch Herrn Bergrat Professor Dr. A. STEUER für liebenswürdige Ratschläge und Unterweisung in seinem Schlämmverfahren verpflichtet. Den Herren Professor Dr. GLÜCK, Geh. Bergrat Professor Dr. v. KOENEN und Professor COSSMANN verdanke ich wertvolle Mitteilungen und Herrn Dr. BOTZONG und Rechnungsrat Dr. HAEBERLE manche freundliche Hilfe.

Es ist mir ein Bedürfnis hervorzuheben, daß es mir unmöglich gewesen wäre, ohne die gründliche Vorarbeit von Herrn Dr. O. M. REIS diese Arbeit in der vorliegenden Form durchzuführen. Herr Dr. REIS hat in liebenswürdigster Weise mir auch die Manuskripte seiner Karten zur Benützung überlassen, wofür ich mich ihm auch noch zu besonderem Danke verpflichtet fühle.

2. Literaturverzeichnis.¹⁾

1845. THOMAE, Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. Bd. II.
 1861. RUST, PHIL., Kurze geologische und geognostische Notizen über das neue Bohrloch zu Dürkheim sowie die nächste Umgegend. 18./19. Jahresber. d. Pollichia p. 1—23.
 1863. SANDBERGER, FR., Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. (Wiesbaden.)
 1865. WEINKAUFF, H. C., Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden Gebieten. Neues Jahrb. f. Min.
 1865—66. LUDWIG, K., Fossile Conchylien a. d. tertiären Süßwasser- und Meerwasserablagerungen in Kurhessen, Großherzogtum Hessen und der bayerischen Rhön. Palaeontogr. Bd. XIV p. 40 bis 97. T. XI—XXII.
 1867 u. 1868. LASPEYRES, H., Kreuznach u. Dürkheim a. d. Hardt. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. XX.
 1868. LAUBMANN, H., Dürkheim mit seiner Umgebung. Jahresber. d. Pollichia XXV—XXVII p. 72—158.
 1870—75. SANDBERGER, FR., Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. (Wiesbaden.)
 1875. BOETTGER, O., Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges. f. 1873—74.
 1876—77. BOETTGER, O., Über die Fauna der Corbicula-Schichten im Mainzer Becken. Palaeontogr. XXIV.
 1877. ROLLE, FR., Über ein Vorkommen fossiler Pflanzen zu Obererlenbach (Wetterau). Neues Jahrb. f. Min.
 1880. KOCH, C., Erläut. zu Blatt Wiesbaden der Geol. Spezialkarte v. Preußen.
 1880. KOCH, C., Erläut. zu Blatt Hochheim der Geol. Spezialkarte v. Preußen.
 1883. BOETTGER, O., Malakozool. u. palaeont. Mitt. 22. u. 23. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. p. 217 ff.
 1883. KINKELIN, FR., Die Tertiärletten und -mergel in der Baugrube des Frankfurter Hafens. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges. p. 177—190.
 1883. LEPSIUS, R., Das Mainzer Becken. (Darmstadt.)
 1884. KINKELIN, FR., Sande und Sandsteine im Mainzer Tertiärbecken. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges. p. 183—218.
 1884. KINKELIN, FR., Die Schleusenammer v. Frankfurt-Niederrad u. ihre Fauna. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges. p. 219—257.
 1885. BOETTGER, O., Nachrichtsbl. d. Deutsch. Malakoz. Ges. p. 145 ff.
 1885. KINKELIN, FR., Senkungen im Gebiete des Untermaintales unterhalb Frankfurts und des Unterniedtales. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges.
 1885. LEPSIUS, R., Die Oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. Bd. I. Heft 2.
 1889. KINKELIN, FR., Der Pliocänsee d. Rhein- und Maintales und die ehemaligen Mainläufe. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges.
 1889. KINKELIN, FR., Erläut. z. d. geol. Übersichtskarte d. Gegend zw. Taunus u. Spessart. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges.

¹⁾ Aus der Literatur vor 1892 führe ich nur solche Arbeiten in diesem Verzeichnis auf, die im Texte zitiert sind. Im übrigen verweise ich auf das Literaturverzeichnis bei KINKELIN 1892. Nach diesem Jahre sind alle von mir berücksichtigten Arbeiten angegeben.

1890. KINKELIN, FR., Eine Episode a. d. mittl. Tertiärzeit des Mainzer Beckens. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges.
1890. LEPSIUS, R., Das Bohrloch d. Gebrüder Becker in d. Mauerstraße zu Darmstadt. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. IV. Folge Heft 11 p. 1—9.
1890. REINACH, A. v., Das Bohrloch im neuen Wiesbadener Schlachthause. Jahrb. Nass. Ver. f. Naturk. Jahrg. 43.
1890. STEINMANN u. GRAEFF, Geol. Führer i. d. Umgeb. v. Freiburg.
- 1887—92. LEPSIUS, R., Geolog. v. Deutschland I.
1892. KINKELIN, FR., Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. IX. Heft 4.
1892. KINKELIN, FR., Altes u. Neues a. d. Geologie unserer Landschaft. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges.
1892. LANGENBECK, R., Die Erdbebenerscheinungen i. d. oberrh. Tiefebene u. ihrer Umgeb. Geogr. Abh. Elsaß-Lothr. Heft 1 p. 1—120.
1892. SPANDEL, E., Mitt. ü. e. Aufschluß längs d. Maines b. Offenbach u. ü. d. Gliederung d. Meerestones daselbst. 29. bis 39. Ber. ü. Offenbacher Ver. f. Naturk. p. 213—240.
1892. WERVEKE, L. VAN, Ausflug d. Deutsch. Geol. Ges. nach Buchweiler am 14. Aug. 1892. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XLIV p. 577 ff.
1893. FUTTERER, K., Die Tertiärschichten v. Großsachsen. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt. Bd. II p. 1—19.
1893. LEPLA, A., Über den Bau der pfälz. Nordvogesen. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. für 1892. Bd. XIII p. 23—90.
1893. WERVEKE, L. v., Vogesen u. Hardt. Mitt. Geol. L.-A. Elsaß-Lothr. Bd. IV p. 85—88.
1894. ANDREAE, A., Die Foraminiferenfauna i. Septarienton v. Frankfurt a. M. u. ihre vertikale Verteilung. Ber. ü. Senckenb. naturf. Ges. p. 43 ff.
1894. GÜMBEL, W. v., Geol. v. Bayern. Bd. II. (Rheinpfalz p. 889—1064) (Kassel).
1894. HAID, M., Die Schwerkraft i. d. Rheinebene u. i. Schwarzwald. 27. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 72—80.
1894. LEPLA, A., Ber. ü. d. Exkursion nach Albersweiler. 27. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 14—15 u. 71—72.
1894. REINACH, A. v., Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891—93 in der Umgebung von Frankfurt a. M. ausgeführt wurden. Ber. ü. Senckenb. naturf. Ges.
1894. SCHUMACHER, Die natürliche Entwicklung des Straßburger Landes. In: Straßburg u. s. Bauten.
1894. THÜRACH, H., Ber. ü. d. Exkursionen. 27. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 27—71.
1894. WERVEKE, L. v., Ausflug d. Philom. Ges. nach Pfalzburg. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. Bd. I. Heft 1.
1894. WERVEKE, L. v., Ber. ü. eine Exkursion n. Weißenburg. 27. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 15—26.
1895. KAYSER, E., Über d. Fauna d. hessischen Mitteloligocäns. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 47.
1895. KINKELIN, FR., Vor und während d. Diluvialzeit i. Rhein- u. Maingebiet. Ber. ü. Senckenb. naturf. Ges. p. 47—73.
1895. LANGENBECK, R., Die Erdbebenerscheinungen i. d. Oberrh. Tiefebene u. ihrer Umgeb. Geogr. Abh. Elsaß-Lothr. Heft 2 p. 359—382.
1895. THÜRACH, H., Ber. ü. d. künstl. Aufschlüsse u. s. f. 28. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 27—34.
1895. WERVEKE, L. v., Vorkommen, Gewinnung u. Entstehung d. Erdöles im Unter-Elsaß. Mitt. Philom. Ges. i. Elsaß-Lothr. Bd. I p. 17 (vgl. auch: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895 u. 96).
1895. ZINDORF, J., Mitt. ü. e. Aufschluß i. Cerith.-Sande b. Offenbach a. M. 33. bis 36. Ber. Offenbacher Ver. f. Naturk.
1896. ANDREAE, A., Beiträge z. Kenntnis d. foss. Fische d. Mainzer Beckens. Abh. Senckenb. naturf. Ges. Bd. XVIII p. 351—364.
1896. ANDREAE, A. u. OSANN, Erläut. z. Blatt Heidelberg d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1896. CHELIUS, C. u. KLEMM, G., Erläut. z. Bl. Zwingenberg u. Bensheim d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1896. REGELMANN, C., Über die Schollenkarte Südwestdeutschlands. 29. Ber. Oberrh. Geol. Ver.
1896. SAUER, A., Erläut. z. Blatt Schwetzingen-Altlußheim d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1897. BOETTGER, O., Neue Helix-Formen a. d. Mainzer Tertiär. Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges.
1897. GÜMBEL, W. v., Kurze Erläut. z. d. Blatte Speyer der geogn. Karte d. Königr. Bayern.
1897. WERVEKE, L. v., Die Entstehung des Rheintales. Mitt. d. Philom. Ges. Jahrg. 5. Heft 2 p. 39—53.
1897. WITTICH, E., Über neue Fische a. d. mitteloligoc. Meeressand d. Mainzer Beckens. Teil I. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 18 p. 43—49.
1898. JAEKEL, O., Verzeichnis d. Selachier d. Mainzer Oligocäns. Sitzungsber. d. Nat. Freunde Berlin 9 p. 161—169.

1898. SAUER, A., Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden, Blatt Neckargemünd.
1898. THÜRACH, H., Erläut. z. Blatt Ladenburg-Mannheim d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1898. WITTICH, E., Über neue Fische a. d. mitteloligoc. Meeressand d. Mainzer Beckens. Teil II. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 19 p. 1—16.
1898. WITTICH, E., Beiträge z. Kenntnis d. Messeler Braunkohle u. ihrer Fauna. Abh. Großh.-hess. Geol. L.-A. III. Heft 3.
1900. BENECKE, E. W., BÜCKING, H., SCHUMACHER, E. u. WERVEKE, L. VAN, Geol. Führer durch das Elsaß. Samml. geol. Führer V. (Berlin.)
1900. KINKELIN, FR., Beiträge z. Geol. d. Umgeb. v. Frankfurt a. M. Ber. ü. d. Senckenb. naturf. Ges. p. 121—166.
1900. KLEMM, G., Bem. z. F. Kinkelins Arbeit „Beitr. z. Geol. d. Umgeb. v. Frankfurt a. M.“ Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge, Heft 21.
1900. REICHENAU, W. v., Notizen a. d. Museum f. Mainz. Neues Jahrb. f. Min. II p. 52.
1900. REINACH, A. v., Schildkrötenreste i. Mainzer Tertiär-Becken. Abh. Senckenb. naturf. Ges. Bd. XXVIII.
1900. SAUER, A., Erläut. z. Blatt Wiesenthal d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1900. STEUER, A., Bem. ü. einige i. Sommer 1900 beobachtete neue Aufschlüsse im Rupelton. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 21.
1901. ANONYMUS, Die Gasquelle i. Bienwald. Allg. Österr. Chemiker- u. Technikerzeitung Nr. 2 p. 5. Ref.: Geol. Zentralbl. I p. 455.
1901. ENGLER, C., Gasquelle i. Bienwald. Verhandl. nat. Ver. i. Karlsruhe. Bd. XIV p. 17.
1901. KLEMM, G., Erläut. z. d. Blättern Neu-Isenburg u. Kelsterbach d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1901. SALOMON, W., Über eine eigentümliche Grabenversenkung bei Eberbach i. O. Mitt. Großh. Bad. Geol. L.-A. IV.
1901. STEUER, A., Über geol. Vorarb. f. d. Trinkwasservers. e. Orte i. Kleinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdk. etc. Darmstadt. IV. Folge. Heft 22.
1901. WITTICH, E., Über neue Fische a. d. mitteloligoc. Meeressand d. Mainzer Beckens. Teil III. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 21 p. 19—29.
1901. ZINNDORF, J., Mitt. ü. d. Baugrube d. Offenbacher Hafens. Ber. Offenb. Ver. f. Naturk. p. 40—140.
1902. ENGLER, C., Das Petroleum d. Rheintales. Verh. nat. Ver. Karlsruhe. Bd. XV p. 89—116.
1902. LEPLA, A., Geologie d. Rheingaaues aus: Der Rheingaukreis i. d. Jahren 1871—1900. (Rüdesheim.)
1902. REINACH, A. v., Das Alter der fossilereen Tert.-Ablag. am Rhein. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. Heft 25 p. 526—28.
1902. STEINMANN, G., Alpirsbacher Stollen. Ber. Oberrh. Geol. Ver.
1902. STEUER, A., Über einige Aufschlüsse i. Cerithienkalk d. Mainzer Beckens. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 23 p. 14—25.
1902. THÜRACH, H., Erläut. z. Bl. Odenheim d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1902. WITTICH, E., *Cryptopithecus macrognathus* n. sp. Ein neuer Primate a. d. Braunkohle v. Messel. Centralbl. f. Min. p. 289.
1903. AMMON, L. v. u. REIS, O. M., Erläut. z. Blatt Zweibrücken d. geogn. Karte des Königr. Bayern.
1903. BOETTGER, O., Zwei neue Landschnecken a. d. Tertiärkalk v. Hochheim. Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Jahrg. 35 p. 182—84.
1903. DELKESKAMP, R., Die Genesis d. Thermalquellen v. Ems, Wiesbaden etc. Verh. d. Ver. d. Naturf. u. Ärzte II. p. 161—65.
1903. MÜLLER, Die geol. Verh. v. Alzey u. s. Umgeb. (Schulprogramm) Jahresber. d. großh. Realschule z. Alzey.
1903. REINACH, A. v., Neuere Aufschlüsse im Tertiär d. Taunusvorlandes. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. Bd. XXIV. Heft 1 p. 54—60.
1903. SALOMON, W., Über d. Stellung d. Randspalten d. Eberbacher- u. d. Rheintalgrabens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. LV p. 403—418.
1903. STEUER, A., Geol. Beobachtungen i. Gebiet d. alten Mündungen v. Main u. Neckar in d. Rhein. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 24.
1903. THÜRACH, H. u. HERMANN, A., Über das Tertiär b. Wiesloch u. s. Foraminiferenfauna. Mitt. Geol. L.-A. v. Baden. Bd. IV. Heft 1.
1904. BOETTGER, O., Eine neue Form d. Paludinengattung *Emmericia* i. Mainzer Becken. Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Jahrg. 36. Heft 3 p. 112—116.
1904. FISCHER, N., Neue Aufschlüsse i. Weichbild d. Stadt Frankfurt a. M. Ber. Senckenb. naturf. Ges. p. 47—58.

1904. KINKELIN, FR., Verzeichnis d. Säugetierreste a. d. Oligocän u. Untermiocän d. Mainzer Beckens. Ber. Senckenb. naturf. Ges. p. 87—89.
1904. KINKELIN, FR., Die Originale d. palaeont. Sammlung i. Senckenb. Mus. z. Frankfurt a. M. Ber. Senckenb. naturf. Ges.
1904. KLEMM, G., Über zwei Bohrlöcher d. Geol. L.-A. bei Heppenheim a. d. Bergstraße. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 25.
1904. STEUER, A., Ber. ü. d. Exkurs. n. d. Aufschlüssen i. Tertiär v. Groß- u. Kleinkarben u. Offenbach. 37. Ber. Oberrh. Geol. Ver.
1904. STEUER, A., Untersuchung d. Tones u. d. bitumenreichen Sande a. d. Bohrlöchern Heppenheim a. d. B. Notizbl. Ver. f. Erdk. IV. Folge. Heft 25.
1905. AMMON, L. V. u. REIS, O. M., Kurze geol. Beschr. e. pfälz. Gebietsteile. Mitt. d. Pollichia Nr. 21.
1905. DELKESKAMP, R., Beiträge z. Kenntnis d. Westufer d. Mainzer Tertiärbeckens. I. D. Kreuznacher mitteloligoc. Meeressand u. s. Fauna. Verh. nat. Ver. Rheinland. Jahrg. 62 p. 95—134.
1905. FÖRSTER, B., Weißer Jura u. d. Tertiär d. Sundgaues. Mitt. d. Geol. L.-A. v. Elsaß-Lothr. Bd. V p. 381—416.
1905. KLEMM, G., Erläut. z. Bl. Birkenau (Weinheim) d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1905. LIENENKLAUS, E., Die Ostracoden d. Mainzer Tertiärs. Ber. ü. Senckenb. naturf. Ges.
1905. NEUMAYER, G. V., Eine erdmagnetische Vermessung d. bayer. Rheinpfalz. 1855/56. Mitt. d. Pollichia. Nr. 21.
1905. SCHÖNDORF, FR., Die Grorother Mühle, e. lehrreiches Profil d. unt. Tertiärs. Jahrb. Nass. Ver. 58.
1905. SCHOPP, H., Geol. Mitt. ü. Neu-Bamberg i. Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folg. Heft 26 p. 67—74.
1905. SCHOTTLER, W., Über e. Bohrlöcher im Tertiär b. Lich in Oberhessen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 26.
1905. STEUER, A., Hydrolog. Unters. ü. Trink- u. Grundwasser. I. Die Wasserverhältnisse i. Rüsselsheim a. M. „Gesundheit“ (Leipzig).
1905. STEUER, A., Über ein Asphaltvorkommen b. Mettenheim i. Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 26.
1905. STEUER, A., Erläut. z. Blatt Groß-Gerau d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1905. STOLTZ, K., Beitr. z. Kenntnis d. Septarientones v. Wonsheim i. Rheinhessen. Centralbl. f. Min. p. 656—661.
1905. THÜRACH, H., Über Erdbeben u. vulkanische Erscheinungen i. Baden. Tägl. Rundschau. 16. April 1905. Nr. 181.
1905. THÜRACH, H., Erläut. z. Blatt Ladenburg d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden. 2. Aufl.
1905. THÜRACH, H., Erläut. z. Bl. Mannheim d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden. 2. Aufl.
1905. WERVEKE, L. VAN, Bem. z. d. Blättern Saarbrücken u. Pfalzburg d. tekt. Übersichtskarte u. d. Einfallrichtung d. Rheintalspalten. Mitt. d. philomath. Ges. Elsaß-Lothr. p. 233—241.
1905. WITTICH, E., Mitteloligoc. Meeressand b. Vilbel i. Oberhessen. Centralbl. f. Min. etc. p. 531—535.
1906. FREUDENBERG, W., Die Rheintalspalten b. Weinheim a. d. B. a. tertiärer u. diluvialer Zeit. Centralbl. f. Min. p. 667—678 u. 698—709.
1906. REGELMANN, C., Stand u. Aufgabe d. tekt. Kartierung i. Gebiete d. Oberrh. Geol. Ver. 39. Ber. Oberrh. Geol. Ver. p. 12—15.
1906. SCHOTTLER, W., Erläut. z. Blatt Vilmheim d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1906. STEUER, A., Die Grundwasserverhältnisse i. Rheinhessen u. d. Trinkwasserversorgung. „Gesundheit“ (Leipzig) Heft 21 u. 22.
1906. STOLTZ, Unters. d. Septarientones v. Martinsberg b. Wonsheim i. Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt.
1906. WEBER, J., Das Kalksteingebiet d. kleinen Kalmit. Pfälz. Heimatkunde II. p. 20—22.
1906. WERVEKE, L. VAN, Über d. Entstehung d. elsäss. Erdöllager. Mitt. d. Geol. L.-A. v. Elsaß-Lothr. Bd. VI.
1906. WERVEKE, L. VAN, Bericht ü. d. Ausflüge d. Oberrh. Geol. Ver. i. Wörth. Ber. Oberrh. Geol. Ver.
1906. WERVEKE, L. VAN, Tektonische Übersichtskarte d. östl. Lothringens, d. Saarbrückener Gegend, d. Haardt u. d. nördl. Teiles d. Vogesen. Ber. Oberrh. Geol. Ver.
1906. WERVEKE, L. VAN, Begleitworte z. Höhenschichtenkarte v. Els.-Lothr. u. d. angrenz. Geb. (Straßburg).
1907. BOETTGER, O., Die Odontostomien (Moll.) des mitteloligoc. Meeressandes v. Waldböckelheim b. Kreuznach. Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Heft 2 p. 77—82.
1907. KRANZ, W., Ein Vork. v. seitl. Zus.-Schub im Buntsandstein d. Vogesenvorberge v. Sulzmatt, Hebungen od. Senkungen in Massengebirgen? Centralbl. f. Min. p. 489—498.

1907. LORENZ, TH., Über d. Gebirgsbau Mitteld Deutschlands. Ber. ü. d. Vers. d. niederrh. Geol. Ver. p. 24—40.
1907. MORDZIOL, C., Über e. Zusammenhang d. Pliocäns d. Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein Ber. Niederrh. Geol. Ver. p. 7—12.
1907. MORDZIOL, C., Die Kieseloolithe i. d. unterplioc. Dinotheriensanden d. Mainzer Beckens. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. Bd. XXVIII p. 122—130.
1907. REGELMANN, C., Erläut. z. d. 7. Aufl. d. geol. Übersichtskarte v. Württ. u. Baden (Stuttgart).
1907. STEINMANN, G., Über d. Beziehungen zw. d. niederrhein. Braunkohlenformation u. d. Tertiär d. Mainzer Beckens. Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver.
1907. STEUER, A., Die Entstehung des Grundwassers im hessischen Ried. Festschr. z. 70. Geburtstage v. A. v. Koenen. (Stuttgart.)
1907. STEUER, A., Unters. e. Rupelton-Vorkommens in Weinheim a. d. B. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 28.
1907. THÜRACH, H., Erläut. z. Blatt Bruchsal d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden.
1907. THÜRACH, H., Das Salzlager i. Tertiär d. Rheintales u. s. mögl. Verbreitung i. Baden. Bad. Museum. Beil. f. Bad. Landeszeit. v. 28. Dez. 1907. Nr. 104.
1907. WITTICH, E., Übers. d. geol. Verhältnisse d. Großh. Hessen. Jahresber. d. Neuen Gymn. in Darmstadt. (Giessen.)
1908. BOETTGER, O., Die fossilen Mollusken d. Hydrobienkalke v. Budenheim b. Mainz. Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Heft 4 p. 145—157.
1908. HARBERLE, D., Pfälzische Bibliographie I.
1908. KAISER, E., Die Entstehung des Rheintales. Verh. d. Ges. d. Naturf. u. Ärzte.
1908. KRANZ, W., Bemerk. z. 7. Aufl. d. geol. Übersichtskarte v. Württ., Baden, Elsaß u. s. w. nebst Erläut. von C. Regelman. Centralbl. f. Min.
1908. MORDZIOL, C., Über d. jüng. Tertiär u. d. Diluv. d. rechtsrhein. Teiles d. Neuwieder Beckens. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. Bd. XXIX p. 348—430.
1908. MORDZIOL, C., Beitr. z. Gliederung u. Kenntnis d. Entstehungsweise d. Tert. i. rhein. Schiefergeb. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 60 Nr. 11.
1908. STEUER, A., Über Cerithienschichten u. Cyrenenmergel b. Großkarben. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 29 p. 55—62.
1908. STEUER, A., Bodenwasser u. Diluvialablagerungen i. hessischen Ried. „Gesundheit“ (Leipzig).
1909. BOETTGER, O., Nachtrag zu: „Die fossil. Moll. d. Hydrob. Schichten v. Budenheim b. Mainz.“ Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Heft 1 p. 19—25.
1909. BOETTGER, O., Noch einmal „Die Verwandtschaftsbeziehungen der Helixarten aus dem Tertiär Europas.“ Nachrichtsbl. d. Malakoz. Ges. Heft 3 p. 97—118.
1909. BOETTGER, C., Ein Beitrag z. Erforschung der europ. Heliciden. Nachrichtsbl. d. Deutsch. Malakoz. Ges. Heft 1 u. 2.
- 1908—09. DOLLFUS, G., Essai sur l'étage aquitanien. Bull. d. serv. d. l. carte géol. de France etc. No. 124. T. XIX.
1909. KESSLER, P., Die tertiären Küstenconglomerate i. d. mittlrhein. Tiefebene mit bes. Berücksicht. d. elsäss. Vorkommen. Mitt. d. Geol. L.-A. v. Elsaß-Lothr. Bd. VII. 2.
1909. KINKELIN, Vorgeschichte vom Untergrund und der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. (Frankfurt a. M.)
1909. SCHOTTLER, W., Cyrenenmergel u. jüngerer Tertiär b. Wieseck. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. etc. Darmstadt. IV. Folge. Heft 30 p. 68 ff.
1909. SPANDEL, E., Der Rupelton d. Mainzer Beckens, d. Abteilungen u. deren Foraminiferenfauna, sowie e. weitere geol.-palaeont. Mitt. ü. d. Mainzer Becken. 50. Jahresber. Ver. f. Naturk. in Offenbach a. M.
1909. STEUER, A., Über Tertiär u. Diluvium in d. a. d. Exkurs. d. Niederrh. Geol. Ver. besuchten Aufschlüssen. Ber. d. Niederrh. Geol. Ver. p. 23—41.
1909. STEUER, A., Die Gliederung d. ob. Schichten d. Mainzer Beckens u. ihre Faunen. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 30 p. 41—67.
1909. STEUER, A., Über d. geol. Vorarb. f. d. neue Wasserwerk d. Stadt Bingen a. Rh. Journal. f. Gasbeleucht. u. Wasserversorg. Nr. 20.
1909. STEUER, A., Neuere u. ältere Aufschlüsse i. rhein-hessischen Diluvium. Notizbl. Ver. f. Erdk. etc. Darmstadt. IV. Folge. Heft 30 p. 28—40.
1909. STOLTZ, K., Geol. Bilder a. d. Großh. Hessen. (Zweiter Teil: Rheinhessen.) Beil. z. Jahresber. d. Großh. Ludwig-Georgs-Gymn. u. d. Vorschule d. beid. Gymn. zu Darmstadt.

1909. THÜRACH, H., Erläut. z. Blatt Heidelberg d. geol. Spezialkarte d. Großherz. Baden. 2. Aufl.
1909. WERVEKE, L. VAN, Erdöl i. Elsaß in: Engler-Hoefer, Das Erdöl II (Leipzig).
1909. ZINNDORF, J., Mitt. ü. d. Tiefbohrungen i. Städt. Schlachthofe zu Offenbach a. M. 43. bis 50. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. p. 231 ff.
1910. BOTZONG, C., Ausflüge nach Albersweiler u. Umgeb. Ber. Oberrh. Geol. Ver. II. p. 59 ff.
1910. DOLLFUSS, G., Observations sur la classification des terrains Tertiaires. Compte rendu somm. d. séances d. l. soc. géol. de France No. 10.
1910. DOLLFUSS, G., Classific. des terrains Tertiaires du bassin de Mayence. Soc. géol. d. France. Compt. rend. No. 12.
1910. KESSLER, P., Zur Entstehung d. mittlrhein. Tiefebene. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. p. 361 ff.
1910. KLEMM, G., Erläut. z. Blatt Messel d. geol. Karte d. Großh. Hessen.
1910. KOENEN, A. V., Über die Gliederung d. ob. Schichten d. Mainzer Beckens. (Briefl. Mitt.) Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. (Monatsber.).
1910. KRANZ, W., Weitere Bemerkungen z. geol. Übersichtskarte Süddeutschlands. Centralbl. f. Min. p. 588 ff.
1910. MORDZIOL, C., Zur Frage nach der Altersstellung der oberen Abteilung des Mainzer Tertiärs. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 62. Monatsber. p. 634—638.
1910. MORDZIOL, C., Verh. d. nat. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfalens. Jahrg. 67.
1910. MORDZIOL, C., Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. Ber. Oberrh. Geol. Ver. II p. 14 ff.
1910. REIS, O. M., Berichte ü. d. Exkurs. d. Oberrh. Geol. Ver. II p. 13—42.
1910. STEUER, A., Ber. ü. e. Ausflug i. d. Mainzer Becken. Ber. Oberrh. Geol. Ver. II p. 57 ff.
1910. WERVEKE, L. VAN, Die Trierer Bucht u. die Horsttheorie. Ber. Vers. Niederrh. Geol. Ver. p. 12—37.
1911. LEPSIUS, R., Einleitung z. Geol. Führer durch d. Großh. Hessen (Darmstadt), auch: Notizbl. Ver. f. Erdk. IV. Folge. Heft 31.
1911. MORDZIOL, C., Gibt es echtes Miocän im Mainzer Becken? Centralbl. f. Min. etc. Nr. 2 p. 36—42.
1911. REGELMANN, C., Erl. z. d. 8. Aufl. d. geol. Übersichtskarte v. Württ. u. Baden etc. (Stuttgart).
1911. SCHOTTLER, W., Geol. Skizze d. Vogelsberges u. Beschreib. d. Exkurs. i. d. Umgeg. v. Giessen. Geol. Führer durch das Großh. Hessen, auch Notizbl. Ver. f. Erdk. IV. Folge. Heft 31.
1911. STEUER, A., Kurze Beschreibung d. Tertiärs im Mainzer Becken. *ibid.*
1911. STEUER, A., Über Rutschungen i. Cyrenenmergel b. Mölsheim u. and. Orten in Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdk. IV. Folge. Heft 31.

3. Topographischer Überblick.

Ein Blick auf eine geeignete topographische Karte, etwa die Karte des deutschen Reiches 1:100 000,¹⁾ zeigt, daß sich das Pfälzische Tertiärgebiet in zwei morphologisch wesentlich verschiedene Teile gliedert:

Nördlich von Battenberg ein rasch an Breite zunehmendes, einförmiges, von einigen Fließchen und ihren Nebenbächen reich zerschnittenes Plateau, die südliche Fortsetzung des rheinhessischen Tertiärplateaus;

Südlich von Battenberg, den Fuß der steil aufsteigenden Triasberge des Hardtrandes säumend, ein bunter Kranz mannigfaltiger und häufig individuell gestalteter Hügel, die den Steilabfall des Gebirges mildern und so dieser linken Rheintalseite ein von der rechten wesentlich abweichendes Gepräge geben: das vorderpfälzische Hügelland.

Diesem gehört auch in der Gegend von Weißenburg der vom Gebirgsrande zwischen Ober-Ottersbach und Bergzabern etwa 16 km entfernte, isoliert aus dem Diluvium der Rheinebene aufsteigende Büchelberg an, der sich zu einer Höhe von 152 m erhebt.

Die Breite des langen Hügelsaumes beträgt im Maximum (zwischen Frankweiler und Landau und zwischen Klingenmünster und Appenhofen) beiläufig 6 km, meist ist sie viel geringer. Ebenso wechselt die Höhe außerordentlich. Sie ist für die einzelnen „Gipfel“ sehr verschieden und schwankt etwa zwischen 150 m und 250 m. Die größte Höhe erreicht der Kleine Kalmit mit 269 m. Der Durchschnitt von etwa 200 m liegt gerade etwa 100 m tiefer als die der Höhen des nördlichen

¹⁾ Die Blätter Landau (572), Neustadt a. d. H. (557), Kirchheimbolanden (543). Man nehme Blatt Mainz (526) hinzu und versäume nicht, das Bild der entsprechenden rechten Rheintalseite zu vergleichen, die Blätter: Karlsruhe (573), Mannheim (558), Worms (544), Darmstadt (527).

Plateaus, die im Gegensatz zu jenen nur geringe Schwankungen um den Mittelwert von 300 m aufweisen.

Erscheinen diese daher als Teile einer zusammenhängenden Fläche, so bilden jene selbständige Körper. Man denke an die charakteristischen Hügel nördlich Dürkheim, den Michels- und Spielberg (183,3 m) oder die selbständige Kalkmasse zwischen dem Gehöft Annaberg (nördlich Dürkheim) und Weisenheim a. B. mit ihrem Steilabsturz bei Kallstadt bis gegen Herxheim a. B. hin; an die durch ihre ungewöhnliche Aussicht bekannte, kapellengekrönte Höhe des kleinen Kalmit oder den Goecklinger Berg.

Eine Zwischenstellung nimmt das flache Hügelland¹⁾ östlich vom pfälzisch-rheinhessischen Tertiärplateau ein, in dem sich die Grenze zwischen Plateau und Diluvialvorland verwischt, und bis gegen den Rhein zu unter der oft mächtigen Lößdecke das Tertiär zu Tage tritt.

4. Lokale Beschreibung.

Meinen Ausführungen liegt folgendes stratigraphisches Schema zu Grunde:

Hydrobienkalke — Hydrobientone (ohne <i>Hydrobia inflata</i>)	}	Untermiocän,
Corbiculakalke — Corbiculatone (mit <i>Hydrobia inflata</i>)		
Cerithienkalke und -sande — [Cerithientone?]	}	Oberoligocän,
Cyrenenmergel		

Meereskonglomerate und -sande — Septarienton (Mitteloligocän).

Wegen der näheren Begründung verweise ich auf Kap. 5.

Da in der Pfalz Septarientone und Cyrenenmergel bis heute noch nicht getrennt sind, spreche ich, dem Gebrauche der bayerischen Landesanstalt folgend, meist nur von „Cyrenenmergel“, oder aber von oligocänen Meerestonen.

Ich betone ausdrücklich, daß ich z. B. unter oberen Cerithienschichten den oberen Teil der Cerithienschichten im Sinne SANDBERGERS (1863) meine (in Übereinstimmung mit LEPSIUS, v. KOENEN, BOETTGER, STEUER), nicht aber den unteren Teil der Corbiculaschichten, wie KINKELIN und MORDZIOL wollen.

a) Vorderpfälzisches Hügelland.

Büchelberg und Appenhofen.

Halbwegs zwischen Weißenburg und Karlsruhe erheben sich nur etwa 30 m über die Bienwaldschotter (Niederterrasse) in sehr langsamem Anstiege dicht nebeneinander zwei Hügel, deren größerer den Ort Büchelberg trägt. Zahlreiche Aufschlüsse im Südwesten und Westen des Ortes zeigen, daß sie sich aus Tertiärkalken aufbauen, die bis fast zuoberst reichlich *Hydrobia inflata* führen; ich rechne sie daher den Corbiculaschichten zu.

Ihre fazielle Entwicklung weicht von den übrigen Aufschlüssen der Pfalz durch das Vorwiegen schlecht oder gar nicht geschichteter, groblöcheriger Kalke ab, in denen feinästige Algen überall in Masse sich nachweisen lassen. Besonders schön ist hier vielfach auch zu sehen, wie neben den unzerstörten Algenbüschen die Trümmer der kalkigen Algenfäden oft lagenweise einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Kalke haben. Außer ihnen spielen Stromatolithe³⁾ eine ungewöhnlich große Rolle. Überall findet man die nieriige, warzige Oberfläche solcher oft gar nicht dicker Überzüge knollig herausgewittert.

¹⁾ Aus Mangel an Zeit konnte ich dieses Gebiet nicht in meine Untersuchung mit einbeziehen.

²⁾ Ich werde die wesentlichen Vorarbeiten (GÜMBEL 1894, 1897, AMMON und REIS 1905 u. a.) hier und im folgenden nicht mehr besonders zitieren, wenn nicht kritische Bemerkungen es erheischen.

³⁾ KALKOWSKY (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 60 I. 1908 p. 68—125) vgl. Kap. 7.

Neben diesen gar nicht oder nur schlecht geschichteten Kalken finden sich mehr oder minder kompakte Bänke von zum Teil fein oolithischem, zum Teil detritogenem Kalke, der oft splitternd hart ist. Echte schöne Oolithe, wie sie weiter nördlich für den unteren Corbiculakalk geradezu charakteristisch sind, sah ich nicht. Im höchsten Teile der Aufschlüsse finden sich dünnbankige, harte Kalke voll *Hydrobien* (*ventrosa*, *inflata* und *aturensis*), die GÜMBEL (1894 p. 1041) in seinem rein schematischen Profile als „plattige Kalklagen“ bezeichnet. GÜMBEL betont hier auch das Vorkommen von „grauen (Ton)-Mergeln“, die sich hier und da linsenartig zwischen die Kalke schalten. Doch sind sie hier keineswegs häufiger als in den anderen Corbicula-Kalkaufschlüssen der Pfalz und treten an Bedeutung gänzlich hinter dem Kalk zurück.

Eine viel größere Rolle spielen weiße und gelbliche Kalkmergelbänke.¹⁾ Eine solche etwa 0,50 m mächtige, weiße Kalkmergelbank zieht ziemlich konstant durch den unteren Teil der Aufschlüsse; dicht unter ihr liegt *Corbicula Faujasi* DESH., mehrere dünne Lagen mit ihren Schalen erfüllend.

Hydrobia inflata geht, wie schon gesagt, durch alle Aufschlüsse hindurch. Zuoberst scheint sie seltener zu werden. Im übrigen fällt die große Seltenheit von *Dreissensia Brardi* FAUJ. sp. auf; dagegen erfüllt *Helix moguntina* DESH. manche Kalkmergelbänke in außergewöhnlicher Individuenzahl.

Die Aufschlüsse am Ratzenbuckel sind aufgelassen und bieten nichts Neues.

In dem breiten Bette des Heilbaches, nördlich von Büchelberg im Walde links der Straße nach Minfeld, stehen bläulich-graue, fette Tonmergel mit eingeschalteten dünnplattigen Kalkbänken an, die ganz erfüllt sind von *Hydrobien*. Ich bin geneigt, das südwestlich des Ratzenbuckels als t_3 auf Blatt Speyer eingetragene Vorkommen von Ton ebenfalls als untermiocänen Tonmergel zu deuten.

Hierin bestärkt mich eine Bemerkung L. v. AMMONS in den Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken (1903) p. 32. Es werden dort im Sinne eines Nachtrages zu Blatt Speyer einige Tiefbohrungen erwähnt, die man zwecks Auffindung von Petroleum in der Umgebung von Büchelberg niedergebracht hat; eine in der Waldabteilung Pfirsingberg bis über 750 m tief; eine andere, von ungefähr 600 m Tiefe, liegt eben etwa in jener Gegend am Ratzenbuckel an der Schaidler Straße. Von diesen bemerkt v. AMMON: „Auffallend ist, daß die Bohrprofile so viele kalkige Gesteine angeben, die in Bänkchen die Letten und Mergel durchsetzen.“ Leider liegen mir jene Bohrprofile nicht vor. Aber ich werde im folgenden mehrfach Gelegenheit haben, ganz dieselbe Erscheinung aus weiter nördlich gelegenen Bohrlöchern zu berichten, in denen das untermiocäne Alter dieser von Kalkbänkchen durchzogenen Tone sicher ist, während Bohrungen, die unzweifelhaft im Cyrenenmergel ansetzen, sich durch die Konstanz der tonig-mergeligen Fazies auszeichnen (cf. p. 23).

Ganz ähnliche fazielle Ausbildung zeigen die Corbiculaschichten, die nordwestlich von Appenhofen austreichen. Gebirgswärts erkennt man Cerithienkalk, zum Teil in Gestalt von Kalksandsteinen. Doch sind hier die Aufschlüsse wenig günstig.

Kleiner Kalmit und Umgebung.

Bei weitem die besten Aufschlüsse im Cerithienkalke bietet der Kleine Kalmit südwestlich von Landau, dessen hohe schroffe Kalkwände sich über der Straße

¹⁾ Unter Mergel verstehe ich jedes Gemenge von Ton und Kalk und bezeichne als Kalkmergel die gelblichen, harten, stehenden Bänke, in denen der Kalk überwiegt, als Tonmergel dagegen die Schichten vom Habitus der Tone, mit geringerem Kalkgehalt.

Arzheim-Ilbesheim erheben und von ihrem mit einem schlichten Kapellchen gekrönten Gipfel einen ungewöhnlich reizvollen Ausblick auf den schönsten Teil des Hardtrandes gewähren. Längst¹⁾ hat sich die Kalkindustrie des wertvollen Materials bemächtigt und von der unteren Grenze des Kalkes am Fuße des Berges bis zum Gipfel eine ununterbrochene Reihe vortrefflicher Aufschlüsse geschaffen, die das vollständigste Cerithienkalkprofil der Pfalz darstellen.

GÜMBEL²⁾ gibt an, daß der Kalk in einer Mächtigkeit von 50—60 m über dem Cyrenenmergel von Ilbesheim aufragt. Allerdings ist dies das ungefähre Maß der vertikalen Erhebung. Mir scheint dieser Wert aber zu hoch gegriffen, da ich im folgenden zeigen kann, daß der ganze Schichtkomplex wenigstens am Westhange ein starkes Ostfallen zeigt. Wenn es mir auch nicht gelungen ist, eine befriedigende Messung auszuführen, so halte ich doch die wahre Mächtigkeit des Cerithienkalkes hier nicht für viel größer als 40 m. Es ist dies wohl die obere Grenze der Mächtigkeit des Cerithienkalkes im ganzen Gebiet des Pfälzer Tertiärs, wie sie STEUER auch für Rheinhessen angibt.³⁾ Oft genug aber bleibt sie wesentlich darunter.

Ich lasse nun die Einzelbeschreibung der Aufschlüsse im Gebiete des Kleinen Kalmit folgen.

Kurz nachdem die Straße von Arzheim nach Ilbesheim aus der ost-südöstlichen Richtung in die südsüdöstliche umgebogen ist, zweigt von ihr links ein Steinbruchspfad ab. Zu seiner Linken trifft man den ersten Anschluß im Cerithienkalke. Hier treten die stratigraphisch tiefsten Schichten zu Tage.

Zur Zeit meines letzten Besuches waren aufgeschlossen (von unten nach oben):

An der Basis: Zähle, sehr fein oolithische Kalke, die reichlich feinen Sand enthalten. Daneben viele *Milioliden*-Schälchen.

Darüber: Feste, klotzige, ungeschichtete Kalkbänke, voll kleinerer und größerer durch Inkrustation von kleinen Kalkbröckchen, *Hydrobien* und Sandkörnern gebildeter Kalkknöllchen, dazwischen zerstreut Sandkörner ca. 1,00 m.

Fester, klotziger, ungeschichteter Kalk, häufig mit Stromatolithbänken ca. 1,00 m.

Weicher, zum Teil zerreiblicher Kalk und unregelmäßige Lagen grünlich-weißen Mergels voll *Balanus*-Reste; daneben undeutliche *Hydrobien*, schlecht erhaltene kleine Formen von *Cerithium plicatum* und Schalentrümmer ca. 0,50 m.

Ziemlich planparallel begrenzte Bank eines fossilleeren mergeligen, gelblichen Kalkes, die durch ihre Zerstückelung die Zerrüttung der ganzen Kalkmasse veranschaulicht ca. 0,30 m.

Klotzig gebankte Kalke von wechselndem Aussehen: bald hell, sehr hart, sinterig, von kleinen Mangandendriten gefleckt, bald erfüllt von kleinen Kalkknöllchen, weicher, und dunkler gelb gefärbt. Gegen oben zu lagenweise erfüllt von den Abdrücken und Steinkernen von *Cyrena semistriata* DESH. ca. 2,00 m.

Darüber gehen gleichartige Kalke allmählich unmerklich in Gehängeschutt über.

Die übrigen Aufschlüsse der Westwand liegen alle höher als der eben beschriebene. Es sind teils in Betrieb befindliche, frische Steinbruchswände, teils längst verlassene, graue, flechtenbedeckte Felsen.

Im großen und ganzen zeigen sie stets das gleiche Bild: Ungeschichtete, nur selten undeutlich gebankte, harte, groblöcherige Kalke, so gut wie sandfrei. Umkrustete Kalkknöllchen treten ebenfalls sehr zurück, so daß das Gestein im ganzen ziemlich homogen erscheint. Stellenweise ist der Kalk sehr hart und splinternd. Ja, er kann gelegentlich in einzelnen Handstücken einem eocänen Süßwasserkalk, wie

¹⁾ Vgl. J. WEBER 1906.

²⁾ 1894 p. 1039.

³⁾ 1904 p. 12.

ich sie von Buchweiler und Aesch kenne, oder gar einem Weißjurakalk recht ähnlich werden.

Ich betone das Auftreten solcher dichter Stellen im Kalke absichtlich, weil Brocken eines derartigen Kalkes als Gerölle sich mehrfach, besonders schön bei Neustadt, in tertiären Kalksandsteinen und -konglomeraten gefunden haben und auch vortrefflichen Kennern unseres Mainzer Tertiärs, denen ich sie vorlegte, fremdartig erschienen.¹⁾

Häufig treten aus Kalken, die auf frischem Bruche keinerlei Strukturelemente erkennen lassen, auf angewitterten Flächen die zarten und vielverzweigten Ästchen von sogen. Kalkalgen heraus, auf deren Mitwirkung bei der Bildung dieser Kalke schon die löcherige Beschaffenheit und ihr Mangel an Schichtung hindeutet. Jedenfalls sind „Kalkalgen“ beim Aufbau vieler dieser klotzigen Kalke stark beteiligt, wenn sie auch bei oberflächlicher Betrachtung so gut wie ganz zu fehlen scheinen.

Leider sind in diesen Kalken alle aus Aragonit bestehenden Organismenhardtteile zerstört. So ist uns die individuenreiche Landschneckenfauna nur in Steinkernen und Hohldrücken überliefert; zweifellos ist die Artenarmut selbst nur eine Folge der Zerstörung aller solch grober Erhaltung ungünstiger Formen. Nur die Deckel von *Cyclostoma* liegen unversehrt im Kalke.²⁾ Von den übrigen Mollusken finden sich *Cerithien* häufig, *Neritinen*, *Stenomphalen* und *Pernen* stets mit Schale.

Nach oben hin wird der Kalk im allgemeinen weicher, stellenweise zerreiblich mürbe und enthält dann meist reichlich Fossilien, *Cerithien* und *Helices*, gelegentlich auch Nester von *Hydrobien*, die aber nie schichtbildend auftreten. Bankung und Schichtung werden deutlicher.

Tritt man über die Kante des Steilabfalles des nördlichen Teiles der Brüche auf die Oberfläche des Kalkplateaus, so trifft man da über 30 kleinere und größere Kalkgruben, die ein etwas anderes Bild bieten als die einförmigen, geschlossenen Kalkwände der Hauptbrüche. Sie zeigen vertikal einen steten Wechsel verschiedenartiger Kalkschichten, die selten mehr als 0,50 m Mächtigkeit aufweisen. Bald sind es gelbliche, dichte, harte Bänke, bald zerreibliche Mergel oder weiße kreidige Schichten, oder grünliche tonige Mergellagen u. s. f.

Das Durchstreichen geschlossener Bänke erlaubt hier einigermaßen die Lage der Schichten zu bestimmen. Das Ausstreichen einer charakteristischen Bank in verschiedenen, entfernt liegenden Schürfen ergab ein Streichen von N 90.³⁾ Etwas verschiedene Höhenlage und vielleicht auch eine geringe Änderung im Fallwinkel lassen aber so weite Fehlergrenzen, daß ich mich begnüge, ein O-fallen zu konstatieren.

¹⁾ Ähnlich dichte, splitternde Kalke stehen z. B. auch in den Hochheimer Brüchen unmittelbar über den tiefsten, Sand und Gerölle führenden Bänken an.

²⁾ Zuweilen fehlen auch die Steinkerne von *Cyclostoma* und man findet nur noch die Deckel, wie z. B. am Nordhange des Flensberges, nordöstlich Goecklingen. Ähnliches berichtet z. B. auch LEPSIUS in seiner Geologie von Deutschland I S. 569 aus dem untermiocänen Landschneckenkalke von Hoppetenzell nördlich Stockach im badischen Seekreise. — Daß die Deckel von *Cyclostoma* aus Kalzit, die Schalen aber aus Aragonit bestehen, läßt sich sehr einfach mittels der MEIGEN'Schen Reaktion nachweisen. Ich benutzte Schalen und Deckel von *Cyclostoma antiqua* BRONGN. sp. aus Hochheim. Während das Pulver der Schale beim Kochen mit verdünnter Kobaltnitratlösung alsbald schön lila sich färbte, blieb das des Deckels weißlich auch bei andauerndem Kochen. Die Kontrollprobe mit konzentriertem Eisenvitriol gab dasselbe Resultat (vgl. MEIGEN W., Centrabl. f. Min. 1901 p. 577—78 u. Ber. Oberrh. Geol. Ver. 1902 p. 31—33).

³⁾ Hier und im folgenden immer korrigiert.

Auch für die Fallwerte schwanken die Messungen stark. Sie liegen zwischen 10° und 40° . Hierin äußert sich wieder die schon erwähnte starke Zerrüttung der ganzen Kalkmasse, wie sie ja in allen größeren Aufschlüssen der Kalksteine des Mainzer Beckens eine ganz gewöhnliche Erscheinung ist. Es sind auch mehrfach Schichtverbiegungen, kleine Sättel und Mulden, auch Miniaturverwerfungen angeschnitten.

In den obersten mürben Bänken der Hauptbrüche und vor allem in diesen Kalkgruben am oberen Plateaurande tritt *Cerithium submargaritaceum* AL. BR. auf, während für den untersten Teil der Kalkmasse das schöne *Cerithium Rahti* AL. BR. charakteristisch ist.

Im mittleren Teile scheinen beide zu fehlen. Es finden sich da nur kleine, schlechterhaltene Formen von *Cerithium plicatum* BRONG. var.

In diesen oberen Kalkbänken werden die *Hydrobien* häufiger, doch kann man sie noch nicht als schichtbildend bezeichnen. Wohl aber sind dünne Bänken ganz erfüllt von *Cypris agglutinans* LIEN. Auch finden sich hier die ersten *Dreissensien*-Bänke (*Dreissensia Brardi* BRONG.) und stellenweise ist ein kleines *Pisidium* sehr häufig, das in der Pfalz für den oberen Cerithienkalk geradezu charakteristisch ist.

Besonderes Interesse verdient eine kleine Bank, die ich nur in einer dieser Kalkgruben auffinden konnte; sie ist nur 5—6 cm mächtig und ganz erfüllt von den zierlichen kleinen Schalen einer dem Mainzer Becken ganz fremden Fauna: *Modiolaria paradiscors* nov. spec. und zwei sehr kleine *Rissoen*, zwischen denen sich die zierlichen Gehäuse einer, meines Wissens ebenfalls bisher nicht beobachteten kleinen *Serpula* winden. Daneben unbestimmbare *Hydrobien* und *Pisidium* sp.

Rechts der Straße von Frankweiler nach Nußdorf, ungefähr gegenüber der Einmündung der Straße Gleisweiler-Frankweiler, habe ich einmal Lesesteine mit ähnlichen *Serpeln* gefunden, ohne aber die übrigen Formen entdecken zu können.

Von allgemeiner Bedeutung sind die *Perna*-Bänke, die hier durchstreichen. Sie sind über dem Steilhange, unmittelbar unterhalb der Kapelle, am schönsten aufgeschlossen.

Als Beispiel sei hier das Detailprofil des Aufschlusses gegeben, welcher unmittelbar rechts des Fußpfades liegt, der von der Kirche gegen Westen führt.

Von oben nach unten sind aufgeschlossen:

Verfestigte <i>Perna</i> -Bank	0,20 m.
Zerreiblich mürbe <i>Perna</i> -Bank	0,25 m.
Feste <i>Perna</i> -Bank	0,20 m.
Klingender, fast fossilereer Kalk	0,30 m.
Harter Sinterkalk, voll von Querschnitten kleiner Muscheln	0,30 m.
Wenig verfestigte <i>Perna</i> -Bank	0,20 m.
Feste Kalkbank, reichlich von <i>Perna</i> -Bruchstücken durchschwärmt. Daneben viele <i>Hydrobien</i> und <i>Cerithien</i>	0,40 m.
Sehr mürbe, zerreibliche <i>Perna</i> -Bank	0,20 m.
Ebenfalls sehr mürber, zerreiblicher Mergel, mit <i>Dreissensia Brardi</i> und <i>Pisidium</i>	0,10 m.
Harter Kalk mit sehr zahlreichen Querschnitten kleiner Muscheln, <i>Cerithien</i> , <i>Hydrobien</i> etc.	0,10 m.

Knorriger Algensinterkalk, wenig aufgeschlossen.

Die *Perna*-Bänke lassen sich ziemlich weit auch über den hohen aufgelassenen Kalkwänden nach Süden verfolgen, verlieren sich aber dann im Schutt. Bei genauerem Zusehen findet man hier überall *Milioliden*-Reste, die sich gelegentlich in sehr großen Mengen einstellen, so daß man geradezu von einem Miliolidenkalke reden könnte. Sie heben sich nur meist nicht gut von dem Kalke ab. Sobald dieser

aber oolithisch oder sandig wird, findet man mit der Lupe leicht die charakteristischen Abdrücke oder Steinkerne. Seltener ist die Schale noch als kreidiger Überzug vorhanden, wodurch die Erkennung der Formen natürlich wesentlich erleichtert wird.

Während die ganze Schichtfolge bis hierher fast ausschließlich kalkig ist, stellen sich bald über den *Perna*-Bänken Kalksandsteine ein, die in Lesesteinen und gelegentlichen Aufschlüssen auf dem ganzen Kalmiterfeld östlich der Kapelle vorherrschen.

Etwa 300 m nordnordöstlich der Kapelle befand sich im Sommer 1910 ein kleiner künstlicher Anriß von etwa 5 m Höhe (wovon ungefähr 1 m auf Schutt entfällt); er bot folgendes Profil:

Zuoberst fast reiner Kalk mit nur ganz vereinzelt Sandkörnern; lagenweise erfüllt von *Dreissensien*-Schalen. Daneben *Hydrobien* und kleine *Cerithien* (*plicatum* var.).

Darunter sehr wohlgeschichtete Bänke eines sehr grobkörnigen Kalksandsteines voll grober Gerölle; unregelmäßige braune und bläuliche Tonschmitzen; schließlich grober, klotziger Kalk.

Die Schichten zeigen hier ziemlich starkes Einfallen nach N 100 O. Weiter im Westen dagegen scheinen sie annähernd horizontal zu liegen. Das scheint ein kleiner Aufschluß zu beweisen, der etwa 650—700 m von dem Kapellchen entfernt auf der Südseite des seichten Tälchens sich fand, das von diesem aus nordöstlich gegen Arzheim sich hinzieht. Es waren dort in einer Grube mitten im Felde, in einem Acker von Jakob Braun, von oben nach unten aufgeschlossen:

Schutt	0,15 m.
Gelblicher Kalkmergel, regelmäßig in prismatische Stücke von 2 cm Breite und 5 cm Höhe zerklüftet. Darin <i>Hydrobien</i> und <i>Ostracoden</i> -Schälchen, auch schlechterhaltene Fischreste	0,15 m.
Kalksandstein	0,07—0,11 m.
Gelblicher, kalkhaltiger Sand, ziemlich feinkörnig, stellenweise zu unregelmäßigen Kalksandsteinbrocken verfestigt	0,40—0,50 m.
Unregelmäßige Kalksandsteinbank mit zahlreichen <i>Hydrobien</i> , kleinen <i>Cerithien</i> , <i>Pisidien</i> und <i>Dreissensien</i>	0,10—0,25 m.
Darunter wieder derselbe gelbe Sand mit einer Einlage von bunten (grünlich, weißlich, dunkel), einige Zentimeter mächtigen Tonschmitzen.	

Die Fossilien sind nur als Steinkerne erhalten.

Dieselben Kalksandsteine, bald mit feinerem, bald größerem Korne — oft im Durchschnitt 1,0 mm — finden sich besonders auch oberhalb und längs des Markweges von Ilbesheim nach Wollmesheim. Hier werden die dünnen, wohlgeschichteten Kalksandsteinplatten überall beim Roden aus den Weinbergen gebrochen. Häufig sieht man auch denselben gelben Sand, wie er in Jakob Brauns Grube ansteht, durch das Roden aufgearbeitet oder längs des Weges austreichen. Zwischen die Kalksandsteine schalten sich stets auch, wie es scheint, Platten von sandarmem oder sandfreiem, meist grauem hartem Kalke ein.

In diesen Kalksandsteinen ist *Cerithium submargaritaceum* AL. BR. sehr häufig und meist in vorzüglichen Abdrücken erhalten. Lagenweise findet man auch massenhaft *Neritinen*, die zumeist der *N. callifera* SDBGR. angehören. Nur eines unserer Stücke gehört sicher zu *N. fluviatilis* L.

Von Wichtigkeit ist, daß hier, wie in den kalkigen tieferen Schichten, sowohl in einzelnen Kalksandsteinen jener Grube als auch in Lesesteinen häufig *Milioliden*-Schälchen zu beobachten waren, ja, manche Handstücke sind ganz voll davon.

In der Verlängerung der Linie, die vom Kapellchen des Kalmitgipfels nach Osten über Jakob Brauns Sandgrube verläuft, trifft man unterhalb der Straße Arzheim-Wollmesheim in aufgeworfenen Schollen einen grünlichgrauen Mergelton, der auf

Blatt Speyer als Cyrenenmergel eingetragen ist. Mit Salzsäure braust er heftig. Als Schlämmrückstand blieben ziemlich zahlreiche Sandkörner von 0,25—0,50 mm Größe, die überwiegende Mehrzahl aus klarem Quarz bestehend; vereinzelt kleine gerundete Kalkbröckchen, die wie angefressen aussehen; schließlich — besonders charakteristisch — zahlreiche 1—2 mm große Bröckchen intensiv gelben Ockers. Foraminiferen oder sonstige organische Reste, die irgend einen Hinweis auf das Alter der Schicht böten, fanden sich nicht.

Eine unerwartete Deutung erhielten diese Tone durch zwei Bohrungen, die in den Jahren 1894—96 und 1910/11 von der Firma Joh. Brechtel in Ludwigs-
hafen a. Rh. für die Landauer Aktienbrauerei zum Englischen Garten auf dem Boden des Brennereigebäudes niedergebracht wurden, gerade wieder in der Ver-
längerung der oben gezogenen Linie ostwärts vom Kalmitgipfel. Durch das liebens-
würdige Entgegenkommen der Leitung der Landauer Aktienbrauerei und vor allem der Firma Joh. Brechtel wurden mir die beiden Bohrprofile und sämtliche Proben der letzten Bohrung zur Verfügung gestellt.

Ich sage beiden Firmen auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank.

Im folgenden gebe ich zwei schematische Profile der beiden Bohrungen nach den mir gütigst überlassenen Bohrprofilen. (Vgl. Taf. II. Fig. I und II.) Wenn hier auch nicht der Ort ist, die auf das Diluvium bezüglichen Angaben einer Diskussion zu unterziehen, glaube ich darum doch nicht, sie unterdrücken zu sollen, halte sie vielmehr für wichtig genug für die Behandlung gewisser Fragen (Mächtigkeit des Lösses; Mittelterrasse?; „weiße Sande“), daß ich sie vollständig hier anfüge; d. h. ich gebe den genauen Wortlaut der Angaben des Bohrmeisters und schließlich meine Notizen über die von mir untersuchten Bohrproben der Bohrung II.

Bohrprofil der im Jahre 1894—1896 ausgeführten Bohrung I.

0,0— 4,0 m Lehm	10,0—11,0 m gelber Letten mit Kalk,
4,0— 5,0 m Lehm mit Kalk.	11,0—12,0 m gelber, dann schwarzer, harter Letten.
5,0— 6,0 m fetter, gelbroter Sand.	12,0—13,0 m gelber, etwas weicher Letten.
6,0— 7,0 m weicher und harter Lehm.	13,0—14,0 m gelber Sand.
7,0— 8,0 m harter Lehm.	14,0—19,0 m Letten mit Kalkstein.
8,0— 9,0 m fetter, roter Sand.	19,0—20,0 m roter Sand mit Letten und Kalk-
9,0—10,0 m dunkelroter und heller Sand.	stein.
<hr/>	
20,0—21,0 m weißer Sand.	23,0—31,0 m gelber Sand.
21,0—22,0 m weißer Sand mit Kieselsteinen.	31,0—34,0 m gelber Sand mit Kies.
22,0—23,0 m weißer Letten mit Kalkstein.	34,0—40,0 m Kies mit gelbem Sand.
<hr/>	
40,0—42,0 m blaugrüner Letten, Kalksteinschicht.	59,5— 65,0 m blaugrüner Letten, Kalksteinschicht.
—46,0 m " " "	— 75,0 m " " "
—47,0 m " " "	— 76,0 m " " "
—50,0 m " " "	— 81,0 m " " "
—54,0 m " " "	— 83,0 m " " "
—56,0 m " " "	— 91,5 m " " "
—57,5 m " " "	— 94,5 m " " "
—59,5 m " " "	—120,0 m " " "

Bohrung II.

- (1) 0 —11,00 m grauer Lehm.
- (2) 11,00—12,50 m gelber Lehm.
- (3) 12,50—14,50 m gelber Lehm, sehr trocken und fest.
- (4) 14,50—20,00 m gelber Letten.

- (5) 20,00—22,00 m Sand.
 (6) 22,00—22,50 m schwarzgrauer Kies.
 (7) 22,50—23,00 m grauer Sand mit Letten.
 (8) 23,00—23,65 m roter Sand mit Kies und Lettenbrocken.
 (9) 23,65—25,40 m grauer Letten.
 (10) 24,40—25,38 m roter Sand mit wenig Kies.
-
- (11) 25,38—26,50 m weißer Kies mit scharfem Sand.
 (12) $\left\{ \begin{array}{l} 26,50—28,00 \text{ m gelber Sand mit wenig Kies und Kiesschichten.} \\ 28,00—28,80 \text{ m gelber, rauher Sand mit wenig Kies.} \end{array} \right.$
 (13) 28,80—30,00 m grauer, scharfer Sand mit Kies.
 (14) $\left\{ \begin{array}{l} 30,00—32,00 \text{ m gelber Kies mit Sand.} \\ 32,00—34,40 \text{ m hellgelber Kies mit Sand.} \end{array} \right.$
-
- (15) 34,40—35,53 m blauer Letten.

Bemerkungen hierzu:

Bei der Entnahme der Bohrproben war ich nicht selbst gegenwärtig. Ich fand die 15 reichen Proben der Reihe nach aufgestellt vor. Die sehr charakteristischen Schichten 6 und 7 und die Grenze 10 zu 11 ließen eine einwandfreie Identifizierung der Schichten zu.

Probe 1—4 gehört dem Lößlehm und Schwemmlöß an.

1. Braust so gut wie nicht mit Salzsäure. Enthält Sand.
2. Braust nicht; feine Fetzen weißlichgrauen, feinen Tones, der wasserhelle Quarzkörnchen führt.
3. Braust nicht; enthält Sand.
4. Braust nicht; dunkler in der Farbe als die vorigen; fast gar kein Sand.
5. Bräunlichroter Sand. Durchschnittliche Korngröße: 0,25—0,5 mm. Einzelne kleine Bröckchen roten Buntsandsteines.
6. Kies. (Ein Granitgerölle mißt 6,5 cm). Alle Gerölle von einer schwärzlichen (wohl Mangan-) Schicht teilweise oder ganz überzogen. Es sind etwa $\frac{10}{15}$ Buntsandstein, $\frac{2}{15}$ (meist milchweißer) Quarz, $\frac{2}{15}$ eckige Granitbröckchen, $\frac{1}{15}$ Quarzite etc. (aus dem Geröllhorizont).
7. Durch die gleiche Substanz kaffeebraun gefärbter Sand. Korngröße wie vorher. Quarz und Feldspatkristalle aus aufgearbeitetem Granit; auch zum Teil sehr gut gerundete Buntsandsteinbröckchen.
8. Rötlicher Sand. Korngröße wie vorher. Einzelne grobe Buntsandsteingerölle. Tonige Brocken sind reichlich vorhanden.
9. Lößgelber bis grauer Lehm, sehr sandreich, in eckige Brocken zerfallend. Braust nicht mit Salzsäure.
10. Hellroter Sand von derselben Korngröße wie vorher. Viele Gerölle im Durchschnitt von $1\frac{1}{2}$ —2 cm Größe. Die meist milchweißen Quarze fallen durch ihre Häufigkeit auf. Sie stehen den Buntsandsteingeröllen an Zahl wenig nach. Eine schätzungsweise Zählung zeigt etwa das Verhältnis:

Buntsandstein	$\frac{9}{20}$
Quarz	$\frac{7}{20}$
Quarzite	$\frac{3}{20}$
Granit	$\frac{1}{20}$

Der Granit ist nur in Form von Grus vorhanden. Hätte ich die grandartigen kleinen Geröllchen und Bröckchen mitgezählt, so hätte sich das Verhältnis noch mehr zu Ungunsten des Buntsandsteines verschoben.

11. Weißer Sand von derselben Korngröße mit vorwiegend milchweißen Quarzgeröllen. Sie machen zusammen mit den Quarziten etwa das dreifache der Buntsandsteinbrocken aus. Doch liefern diese die größten Gerölle. Bemerkenswert ist ein Kieseloolith. Die Buntsandsteinbrocken sind alle gebleicht.

12. Gelber Sand. Gröber als alle vorigen. Ganz erfüllt von durchschnittlich 1 cm großen Geröllchen, unter denen die milchweißen Quarze weit überwiegen. Aber auch hier sind die größten Geröllchen (gebleichte) Buntsandsteine.¹⁾
13. Weißlicher Sand, feiner als alle vorhergenannten, mit sehr zahlreichen milchweißen Quarzgeröllchen. Gebleichte Buntsandsteingeröllchen etwa in gleicher Zahl vorhanden.
14. Gelber, feiner Kies (0,5—2,0 cm), mit grobem Sand durchmengt. Vorwiegend weiße Quarze, daneben gebleichter Buntsandstein.
15. Schwärzlich-grüngrauer Tonmergel; braust heftig mit Salzsäure.

Diskussion:

Beide Bohrlöcher liegen innerhalb des Fabrikareales, Nr. I nahe der Straße von Landau nach Wollmesheim, westlich des Kellerhauses, Nr. II 125 m nördlich davon, also näher dem Queichtale, hinter der Arbeiterwohnung. Trotz der geringen Entfernung weisen beide wesentliche Verschiedenheiten auf.

Am meisten überrascht die enorme Mächtigkeit des Lößlehmes in Bohrloch Nr. II. Denn es kann kein Zweifel sein, daß mit dem „gelben Letten“ von 14,50 bis 20,00 m ebenfalls Löß gemeint ist. Daß hier statt „Lehm“ „Letten“ gesagt ist, mag vielleicht in der größeren Feuchtigkeit in bedeutenderer Tiefe (Grundwasser?) seinen Grund haben.

Denn wir sehen genau denselben Namenwechsel in Bohrloch I. Bis 8,0 m reicht die Bezeichnung „Lehm“; bis hierher steht also gewiß Lößmaterial an, zwischen 5,0 und 6,0 mit reichlichem Sandgehalt.

Darauf folgt von 8,0—10,0 m eine Einlagerung von rotem Sand. Darunter kommt gelber Letten „mit Kalk“ und „mit Kalkstein“. Daß hierunter Löß mit Lößkindeln verstanden ist, scheint im Vergleiche mit Bohrung II nicht zweifelhaft. Einmal schaltet sich gelber Sand ein, und die Basis bildet hier wie ja zumeist ein roter Sand (mit Lößkindeln). Auch hier erreicht das Lößmaterial somit eine Tiefe von 20 m wie in Bohrloch Nr. II.

Im Bohrloche Nr. II fehlen alle gröberen Sandeinschaltungen in der ziemlich einheitlichen Lößdecke. Dagegen folgen hier noch über 5 m älteres Diluvium, grobe Kiese und rote Sande mit reichlichem Gehalt an aufgearbeitetem Granit.

In 20 m Tiefe folgt darunter in Bohrloch I das Pliocän; in Bohrloch II erst in 25,38 m. Die Oberfläche der „weißen Sande“ fällt also gegen das Queichtal zu.

Vergleichen wir die petrographische Beschaffenheit der Schichten des Bohrloches I mit der von THÜRACH 1894 S. 63 aufgestellten Gliederung der „sogen. Oberpliocänbildungen“, so erkennen wir in den weißen Sanden mit der Einlagerung des weißen, kalkhaltigen Tones die „Freinsheimer Schichten“ wieder. Im Bohrloche II sind ihre oberen Lagen entsprechend ihrer näheren Lage am Queichtale durch Erosion entfernt und es finden sich nur noch 9 m der tieferen Lagen.

Die Oberfläche des Untermiocäns fällt entgegengesetzt der des Pliocäns gegen Süden; sie liegt in Nr. I bei 40,0 m, in Nr. II schon bei 34,40 m.

Nr. 15 (II) enthielt in einer Lage zahlreiche Exemplare des typischen *Cerithium plicatum* BRNG. var. *pustulatum* SDBG. mit den ungefügen, buckelartigen Knoten, die dieselbe mennigrote Färbung zeigen wie die im nördlichen Rheinhessen und in der Umgebung Frankfurts so häufigen Exemplare. Außer ihnen fanden sich sehr zahlreiche Schalentrümmern, die wahrscheinlich zu *Dreissensia Brardi* FAUJ. gehören.

¹⁾ Quarze und Quarzite entstammen den Geröllhorizonten des Buntsandsteines und dem Rotliegenden.

Der Schlämmrückstand zweier Proben vom selben Handstücke lieferte 8 *Foraminiferen*: 7 *Milioliden*, die der Gattung *Quinqueloculina* und mindestens zwei verschiedenen Arten angehören, und außerdem eine *Nonionina* (0,32 mm Durchmesser) vom Gesamthabitus etwa der *N. punctata* D'ORB.

Der übrige Rückstand bietet ein viel bunteres Bild als alle von mir geschlammten Cyrenenmergelproben. Zwischen den zahlreichen Sandkörnern fallen vor allem viele kleine Pyritknöllchen auf. Daneben spielen Kalkknöllchen und häufige Schalenrümmer eine Rolle, unter denen nur *Hydrobia*-Reste bestimmbar waren.

Da die *Foraminiferen* nur sehr vereinzelt in der vielgestaltigen Rückstandsmasse liegen, ist das Aussuchen mühsam. Es wäre aber sehr zu wünschen, daß ein Spezialist sich des reichlichen Tonmaterials der Probe annähme, die ich der Geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamtes übergebe. Die daraus möglicherweise zu gewinnende *Foraminiferen*-Fauna kann von großer Bedeutung sein. Denn durch *Cerithium plicatum* BRNG. var. *pustulatum* SDBG. sind diese dunklen, pyritreichen Tonmergel als untermiocän, d. h. als Äquivalente der Corbículaschichten bestimmt. Damit erklärt sich auch der ganz eigentümliche Wechsel von Ton und dünnen Kalkbänken, den Bohrprofil I angibt und der von vorneherein die Deutung des Schichtkomplexes als Cyrenenmergel hätte fraglich erscheinen lassen müssen.

Es liegt nun auf der Hand, daß, besonders in Anbetracht der Ähnlichkeit des Schlämmrückstandes, der an der Straße von Arzheim nach Wollmesheim ausstreichende Ton ebenfalls hierher zu ziehen ist.

Absichtlich habe ich soeben vermieden zu sagen, daß jene Kalklager die Deutung der „blaugrünen Tone“ als Cyrenenmergel unmöglich mache. Wir wissen noch gar zu wenig über die Faziesverhältnisse der mehr gegen die Mitte des Rheintales zu gelegenen Ablagerungen, als daß wir nicht stets auf Überraschungen gefaßt sein müßten. Gilt doch z. B. als typisch für die Meeressande, daß sie im einzelnen Aufschlusse überaus gleichförmig erscheinen. Und welchen bunten Wechsel von Mergeln, Sanden, Kalksandsteinen und Konglomeraten bietet der Meeresand Weinheims und Großsachsens!¹⁾

Deshalb kann auch die folgende, unter Vorbehalt wiedergegebene Mitteilung des Bürgermeisters von Ilbesheim, da sie rein petrographischer Natur ist, vorderhand keineswegs etwa zur Altersbestimmung der betreffenden Schichten verwendet werden, mag aber in der Beleuchtung anderer Aufschlüsse später vielleicht einmal eine Bedeutung erlangen.

Auf meine Bitte hin sandte mir Herr Bürgermeister Leiner seine Angabe schriftlich, wofür ich ihm meinen Dank ausspreche.

Man traf beim Brunnenbau am Schulhause in Ilbesheim unter dem „Kellerboden“, von wo aus der Brunnen gegraben wurde:

3 m Lehmschichte,

4—5 m Letten, blau, zähe,

2 m Kalkstein, wie etwa Kl. Kalmit in den Stein gebohrt (20 cm Bohrlöth).

Da die Bohrung mit Stoßeisen vorgenommen wurde, kamen größere Stücke nicht an die Oberfläche, aber nach dem Aussehen der Schlamm Masse kann es sich nur um Kalkstein handeln.

Die einzige Einlagerung einer festen Gesteinsbank in sogen. „Cyrenenmergel“, die mir aus unserem Gebiete bekannt wurde, ist der bitumengetränkte Sandstein

¹⁾ Vgl. FUTTERER 1893; G. KLEMM 1905 p. 56.

unter dem bei der Brunnenbohrung des Herrn Stahler in Frankweiler Petroleum gefunden wurde. Um Sandstein kann es sich in unserem Falle aber keineswegs handeln. Vielmehr dürfte wohl tatsächlich eine Kalkbank im Cyrenenmergel vorliegen, wie sie ja aus Rheinhessen aus der Alzeyer Gegend von mehreren Stellen bekannt sind (sogen. Gros bei Alzey).¹⁾

Aufgeschlossen ist dieser westlich des Kleinen Kalmit sich ausdehnende Tonmergel nur an der von Arzheim nach Ransbach ziehenden Straße, unmittelbar gegenüber der Abzweigung der Straße nach Ilbesheim. *Foraminiferen* konnte ich leider darin nicht finden; auch bietet der Schlämmrückstand ein wesentlich anderes Bild als der der miocänen Tone, so daß ich mich der Auffassung als „Cyrenenmergel“, d. h. Mergel älter als Cerithienkalk, nur anschließen kann. GÜMBEL (1894 p. 1037) hielt es ja sogar für wahrscheinlich, daß sie dem Septarientone zuzurechnen seien.

Da ferner mehrfach durch Bohrungen nachgewiesen ist, daß diese graugrünen Tonmergelbildungen eine ganz bedeutende Mächtigkeit erreichen können, glaube ich an meiner aus anderen Überlegungen gewonnenen Überzeugung²⁾ festhalten zu dürfen, daß der Westabhang des Kleinen Kalmit einer Verwerfung seine Entstehung verdanke, an der die Kalkscholle abgesunken sei.

Ob man nun die miocänen Tone durch eine zweite Verwerfung abgesenkt sein lassen, oder eine im großen ganzen einheitliche Neigung der östlichen Kalkscholle annehmen will,³⁾ ist durchaus willkürlich. Es handelt sich in diesen Schichtklötzen meist um Verwerfungen von wenig bedeutender Sprunghöhe, die oft eine besondere Ausscheidung nicht verdienen.

Um die gegenseitige Lage der verschiedenen Aufschlüsse zu kennzeichnen, gebe ich in Fig. III auf Tafel II ein schematisches, nicht überhöhtes Profil.

Am Steinberg nördlich der Straße Ilbesheim-Arzheim liegen dieselben unteren Cerithienkalke mit *Cerithium Rahti* AL. BR. und sehr schönen Knollenkalken wesentlich tiefer als an dem Kleinen Kalmit. Sie müssen durch eine kleine Querverwerfung von diesem getrennt sein.

Die Hauptmasse der Kalke entspricht durchaus denen des Kleinen Kalmit. *Cerithien* und *Helices* sind als Steinkerne häufig. Im tiefsten Teile finden sich auch massige, sandhaltige Kalke.

Im allgemeinen ist Ostfallen vorhanden, das ich an einer Stelle zu 35° messen zu können glaubte.

Im Osten der Brüche deckt der Löß alles zu. Er ist auf dem Rosenberge nördlich Arzheim in einer Weghöhle mit einer Mächtigkeit von etwa 3 m, längs der Straße Landau-Wollmesheim, unmittelbar vor dem Orte unterhalb der Kirche aber über 10 m tief angeschnitten.⁴⁾

Daß aber auch hier derselbe Wechsel von Sanden und Kalksandsteinen über dem typischen Cerithienkalke folgt, scheint mir die Brunnengrabung in dem Hause des Herrn JAKOB BRAUN in Arzheim zu beweisen.

¹⁾ Eine lokale kleine Überschiebung des Tones über Cerithienkalk scheint deshalb ausgeschlossen, weil die Überschiebungsfläche außerordentlich flach liegen müßte.

²⁾ Vgl. Abschnitt 6.

³⁾ 5° genügen.

⁴⁾ Die in den Bohrlöchern der Landauer Aktienbrauerei gefundenen außerordentlichen Mächtigkeiten bedürfen noch der Diskussion.

Ich führe das Profil hier nach der mündlichen Angabe des Besitzers — natürlich nur unter Vorbehalt — an:

Es folgt von oben nach unten:

- ca. 8,00 m „Lehme“ (= Löß).
- ca. 0,20—0,25 m Steinschicht, die mit Kalkmeißel durchschlagen werden mußte.
- ca. 0,60 m gelber Sand.
- ca. 0,50 m Steinschicht (wurde gesprengt).
? m (wahrscheinlich wieder Sand).
- ca. 0,20—0,25 m Steinschicht.
? m gelbliche „Lehme“ mit weißen Muscheln, die alle gleich und etwa Markstück groß waren.
- 1,80 m schwarzer Letten.
- ? m gelblicher Sand (mit Wasser).

- ca. 11,40 m

Der Brunnen war aber 17,5 m tief; die fehlenden 6,10 m fallen auf die Mächtigkeit der Sande, die sich der Erinnerung natürlich weniger leicht einprägt als die Masse der Schichten, die der Grabung Schwierigkeiten boten.

Leider war von den „weißen Muscheln“ nichts mehr aufzutreiben. Man ist somit auf die Vermutung angewiesen, die immerhin nicht ganz der Wahrscheinlichkeit entbehrt, daß es sich hier um eine Bank mit *Corbicula Faujasi* DESH. handelte. Schon daß Muscheln dieser Größe den Laien auffielen, setzt voraus, daß sie in großer Menge vorhanden waren, was ja gerade für *Corbicula* charakteristisch ist.

Frankweiler bis Landau.

Nördlich der Queich streichen zwischen Landau und Flemlingen-Gleisweiler in bedeutender Breite die Tertiärschichten zu Tage aus. Über die Lagerungsverhältnisse bin ich mir im einzelnen nicht klar. Frankweiler selbst liegt auf dunkeln Tonmergeln, die wohl mit Recht zu den „Meeresletten“ gezogen werden. Fossilien, besonders Foraminiferen, fand ich nicht.

Daß im Orte selbst bei einer Brunnengrabung im Hause des Herrn Stahler (Haus Nr. 97) Erdöl aufdrang, ist bekannt.¹⁾

Er teilte mir folgendes Profil mit:

- 5,00 m gelbe und braune Lettenschicht. (ENGLER gibt 6 m Lehm an.)
- 0,80 m fester Stein, der erst gebohrt, dann gesprengt wurde. Eine Probe davon erwies sich als feinkörniger, von Bitumen durchtränkter und daher schwärzlicher Sandstein. Unter ihm traf man das Erdöl.
- 10,00 m Letten. (Nach der Angabe bei ENGLER „Sand mit Bitumen und dann ein reichlich mit leichtem Erdöl imprägnierter Lehm.“) Zugleich mit dem Erdöle drang auch ungenießbares Wasser auf.²⁾

An diesen Fund schlossen sich mehrere Tiefbohrungen, deren genaue geologische Aufnahme für die Geologie des Albersweiler Bruchfeldes von größter Bedeutung gewesen wäre. Leider ist mir davon nichts bekannt. Im Jahre 1905 machte VAN WERVEKE l. c. p. 240 kurze Mitteilungen über ein Bohrloch, das bei Frankweiler niedergebracht wurde. „Bis 28 m wurden diluvialer Lehm, Sand und Gerölle, darunter bis 294 m ein vorwiegend graues, ganz untergeordnet rotes Gebirge erbohrt, das aus Mergeln, zum Teil glimmerführend mit Eisenkies und Gips,

¹⁾ C. ENGLER und H. HÖFER, Das Erdöl, Bd. II. 1909 p. 234; Erläut. z. Blatt Zweibrücken 1903 p. 33.

²⁾ Bei Kellergrabungen eines benachbarten Hauses stieß man ebenfalls auf Erdteer. Vgl. auch ENGLER.

Sand, Kalk und Kalksandstein mit Eisenkies, die beiden letzteren noch aus der Tiefe von 237—274 m, besteht. Von 294—295 m wurde auf Kluftausfüllung deutendes rotes, »brüchiges Gebirge« durchsunken und von 300—326,60 m, in welcher Tiefe das Bohrloch aufgegeben wurde, hellgrauer, kalkfreier, glimmerführender Sandstein mit Eisenkies in feiner Verteilung und in Putzen.“

Die Schichten 28—294 m gehören wohl sicher dem Tertiär an. Der graue Sandstein unter der „Kluft“ wird von VAN WERVEKE als Buntsandstein gedeutet unter Hinweis auf RUST (1861).

Eine mündliche Mitteilung von Herrn Bergrat Dr. L. VAN WERVEKE veröffentlichte KESSLER 1909 p. 14.

„Bei einer im Jahre 1905 nicht weit östlich Frankweiler ausgeführten Bohrung wurden unter Diluvium, Landschnecken- und Cerithienkalke sowie Cyrenenmergel in einer Tiefe von 205 und von 370—387 m Konglomerate mit Geröllen von Quarz (aus Buntsandstein), Chalcedon (aus mittlerem Muschelkalk) und von oberem Muschelkalk erkannt. Bei 484 m wurde ein Gestein gefunden, das durchaus den roten und gelben Kalkmergeln in dem Konglomerat bei Rufach entspricht, darunter Mergel des Unteroligocäns.“¹⁾

Auf meine Bitte hat die Internationale Bohrgesellschaft zu Erkelenz — die mir als einzige in Frankweiler genannt werden konnte — in liebenswürdiger Weise die Profile zweier Bohrungen in der Gegend von Frankweiler zur Verfügung gestellt, wofür ich auch hier meinen aufrichtigen Dank sage. Ich gebe sie im folgenden wörtlich wieder.

Bohrung I.

Zwischen Frankweiler und Siebeldingen, östlich der Landstraße, nordöstlich des Punktes 222 der Generalstabkarte, zwischen diesem und dem Wege, der von Godramstein nordwestlich gegen Frankweiler zieht.

1,00 m Mutterboden, 9,00 m gelber Ton mit Sand, 11,45 m roter Sand mit Kies, 2,25 m Ton, 2,00 m festes Gestein, 11,30 m Schwimmsand, 145,20 m blauer Ton, 2,10 m festes Gestein, 2,50 m Kluft, 16,70 m festes Gestein mit schwachen Ölsuren, 19,50 m harter Mergel, 4,00 m Kalkstein, 1,10 m blauer Mergel, 65,90 m Kalkstein, 6,00 m roter Ton und Sandstein (Verwerfung), 37,15 m Sandstein mit Erz, 2,90 m grauer Sandstein. Im ganzen 340,05 m.

Bohrung II.

Etwa 100 m nördöstlich der Gabelung von fünf Wegen, die etwa einen halben Kilometer nordwestlich von Godramstein liegt.

0,50 m Mutterboden, 34,10 m sandiger Ton, abwechselnd gelber Sand, 12,90 m Kalkstein, 0,50 m fester Stein, 172,55 m blauer Mergel, 1,45 m Buntsandstein, 34,35 m sandiger Mergel, 3,05 m fester Stein, 8,05 m hellgrauer Mergel, 2,55 m fester Stein, 81,00 m graugrüner Mergel, 1,00 m harter Stein, 9,50 m gelbgrüner Mergel, 6,15 m grauer Sandstein, 2,80 m gelber Mergel, 32,10 m gelber Sand mit Kalkstein, 80,60 m gelber Ton, 65,05 m gelber Mergel.

Die Ähnlichkeit von Profil I mit dem von VAN WERVEKE an erster Stelle wiedergegebenen ist augenfällig. Bis 21,45 m reicht das Diluvium. Die nächsten 162,85 m gehören sicher zum Tertiär. Wie allerdings im einzelnen z. B. der 11,30 m mächtige „Schwimmsand“ zu deuten ist über den 145,20 m blauen Tones, erscheint mir fraglich. Ebenso enthalte ich mich, da ich keine Bohrproben erhielt, jeden Urteiles über die nun folgende Schichtserie und möchte nur noch darauf

¹⁾ Nach KESSLER 1909 p. 105 und 14 „nicht Unter-, sondern Mitteloligocän, jedoch älter als die Weinheimer Sande“.

hinweisen, daß eigentümlicherweise hier wie in dem von WERVEKE erwähnten Bohrloche gerade bei 294 m eine „Verwerfung“ erwähnt ist, unter der hier dasselbe Pyrit führende Gebirge folgt wie dort. Da aber im übrigen die Maße nicht übereinstimmen, kann es sich kaum um dieselbe Bohrung handeln.

Für unsere Zwecke ist allein wesentlich die Einheitlichkeit des sehr mächtigen Komplexes blauer Tone, die sie prinzipiell von den jüngeren — miozänen — unterscheidet, da diese stets durchschwärmt sind von Kalkbänkchen und Sandlagen.

Die Bohrung II ist ohne Bohrproben noch schwerer zu entziffern. Auch möchte ich mich nicht auf die unverkennbare Ähnlichkeit mit der von KESSLER wiedergegebenen Bohrung verlassen. Zum Glücke tritt das, was wir für unsere Zwecke brauchen, klar hervor: Wie die Karte lehrt, setzt die Bohrung im Gebiete der Kalksandsteine und Sande des oberen Cerithienkalkes an. Es mag also, wenn auch nicht alles, so doch ein Teil der Rubrik „sandiger Ton, abwechselnd gelber Sand“ auf diese Kalksande und -sandsteine entfallen. Es folgen nun an die 130 m Kalk, ehe die 172,55 m mächtigen blauen Letten beginnen. Für eine Deutung der weiteren 327,65 m fehlen mir die Anhaltspunkte. Ich weiß nicht einmal, wo man eine Grenze zwischen möglichem älterem Tertiär und etwa Keuper oder dergl. ziehen sollte.

Für unseren Zweck kommt das aber nicht so sehr in Frage. Soviel scheinen mir die Bohrungen zu beweisen: Die sehr mächtigen Letten, die die Bohrungen durchsanken und die bei Frankweiler austreichen, sind oligocän.

Die Bohrung II, die noch einen Teil des Kalktertiärs durchsank, zeigt zugleich, daß fester Kalk über den Tonmergeln folgt.

Anstehend ist er als Tiefstes des Kalktertiärs in der Nähe des Steigerter Hofes, nördlich Frankweiler — also nahe dem Gebirge — zu treffen. Ich fand typische, zum Teil ziemlich dichte Algensinterkalke etwa 200—300 m südöstlich davon gelegentlich der Neuanlage eines Kalkofens gut aufgeschlossen. Über ihre Lagerung ließ sich nichts aussagen, da sie völlig ungeschichtet sind. Dicht daneben steht derselbe harte Kalk auch frei längs Feldrainen an. Wenn ich auch keine Fossilien fand, so lassen doch die Nähe des Cyrenenmergels, die Lage dicht am Gebirge und die Gesteinsbeschaffenheit keinen Zweifel, daß es sich hier um unteren Cerithienkalk handelt. Macht doch auch die weitere Schichtfolge ein Fallen vom Gebirge weg wahrscheinlich.

Gegen Osten, zwischen Gleisweiler und Flemlingen, östlich Frankweiler gegen Böchingen und besonders Godramstein zu überwiegen bei weitem die Sandkalke und gelbliche, nach den meist plattigen Lesesteinen zu urteilen, gut geschichtete *Dreissensien*-Kalke.

Aufschlüsse sind hier leider sehr selten, da zur Kalkbereitung verwendbare Steine in diesen Schichten sehr zurücktreten. Man ist meist auf gelegentliche Aufschlüsse angewiesen, wie sie zufällig beim Roden der Weinberge, gelegentlich aber auch absichtlich zwecks Gewinnung von Mauersteinen geschaffen werden.

Den größten Aufschluß in diesen Schichten bietet der Steinbruch neben dem Kalkofen des Herrn Kessler, unmittelbar links der Straße Godramstein-Nußdorf, südlich der auf der Karte 1 : 25 000 als „Kalkgruben“ bezeichneten alten, längst verstürzten Aufschlüsse.

Ich gebe hier das Detailprofil; von oben nach unten stehen an unter Schutt:

- 0,50 m brauner Ton.
 0,50 m *Cypris*-Kalk,¹⁾ sehr reich an Sand, der locker sowohl in Schichtfugen wie in vertikalen Spalten liegt.
 0,20 m brauner und grüner Ton.
 0,05 m sandarmer *Cypris*-Kalk.
 0,35 m Kalk, sehr reich an Sand, nach unten in Kalksand übergehend.
 0,10 m brauner Ton.
 0,40 m sandreicher Kalk mit vereinzelt *Cypris*-Schälchen.
 0,30 m weicher, mergelig-kreidiger Kalk, weiß, mit kleinen Tonbändchen.
 0,25 m Wechsel heller Kalkmergel und grüner Tonbändchen.
 0,20 m feste, sehr sandreiche Kalkbank mit *Hydrobien*.
 0,40 m Kalkmergel, gegen oben zu grünlich und toniger werdend.
 0,10 m olivengrünes Tonband.
 0,20 m Kalkmergel.
 0,10 m olivengrünes Tonband.
 0,20 m Kalkmergel, weiß.

0,10 m sehr feiner Wechsel von grauen, rotbraunen und grünlichen Tonbändern.
 3,50 m durchschnittlich 10—20 cm mächtige Bänke eines hellen, oft fast weißen, an sich ziemlich homogenen Kalkes, sehr zertrümmert und von Kalkspatadern durchzogen, die bis zu 2 cm dick werden. Die tieferen, bräunlichen Lagen sind noch viel stärker zertrümmert und ganz und gar in eine von dicken Kalkspatkrusten verkittete Breccie großer Kalkblöcke aufgelöst.

Noch 0,50 m aufgeschlossen: Kompakter sandiger Kalk.

Unmittelbar darunter sollen nach Angabe der Arbeiter wohlgeschichtete Kalksandsteine folgen, die ich in großer Zahl umherliegen sah.

Leider sind außer *Cypris*-Schalen Fossilien nicht häufig und stets nur als Steinkerne erhalten.

Einige *Helix*-Steinkerne, die ich fand, wage ich nicht zu bestimmen, da Steinkerne von *Helix* schon sehr gut und vollständig (mit Mundsäum!) erhalten sein müssen, damit man wagen darf, die Trennung der oligocänen *Helix deflexa* und der miocänen *Helix moguntina* vorzunehmen.

In feinkörnigen Kalksandsteinen fand ich *Cerithium plicatum* BANG. var. in schlechten Abdrücken.

Dieselben Schichten lassen sich in Lesesteinen überall zwischen Frankweiler und Godramstein nachweisen. Sie müssen also sehr flach liegen.

Am sogen. Diebspfad, der zwischen den Gewannen Effotterberg und Schneckenberg herabkommend den sogen. Gleisweiler Weg etwa 1 km nordwestlich Godramstein schneidet, treten stellenweise am Wegrain hierher gehörige Schichten zu Tage: Oben Blöcke mit *Dreissensia Brardi* FAUJ. (Kalk), dann weiter unten knauerige Platten eines Kalksandsteines mit sehr unebenen Schichtflächen. Darunter Kalksandsteine von mittlerem bis feinem Korne, zwischen die sich Schmitzen gelben Sandes schieben. Vereinzelt finden sich *Hydrobien*.

Es folgt fester Kalksandstein, gutgeschichtet, mittleren Kornes, in den Fugen gelber Sand, und endlich dicht über der Straße weicher Kalk mit vereinzelt Sandkörnern und wieder ziemlich grobkörniger Sandstein mit unregelmäßiger Oberfläche. Unterhalb der Straße ist anfangs kein anstehendes Gestein zu erkennen. Dann zeigt sich sehr feinkörniger Kalksandstein mit viel gelbem Sand. Unter einem dünnen Bande gelblichgrauen Tones streichen bräunliche Kalke mit wenig Sand und oolithischen Kalkknöllchen aus und zuunterst findet sich ein Kalksandstein mit großen Kristallfacetten.

Diese ganze Schichtfolge umfaßt in roher Schätzung 8 m Mächtigkeit.

Gegen Landau zu scheinen die Sandsteine gegen die Kalke zurückzutreten. Zum Beispiel sah ich dicht am „Hochborn“ zahlreiche dünne Kalkplatten mit *Cypris*-Abdrücken ausgebrochen.

¹⁾ *Cypris agglutinans* LIENENKLAUS.

Schließlich steht in Landau an der Brücke der Eichhornstraße ein kreidiger, weißer Kalk an, der zum Teil als Algensinterkalk entwickelt ist.

Umgebung von Maikammer.

Weiter gegen Norden zu sind von Wichtigkeit einige Beobachtungen in der Gegend zwischen St. Martin und Maikammer. Ein Blick auf Blatt Speyer der geognostischen Karte des Königreiches Bayern lehrt, daß die Lagerungsverhältnisse hier recht kompliziert sein müssen. In all den kleinen Talrinnen zwischen Edenkoben und St. Martin tritt ein fossilereerer grünlichgrauer Tonmergel zu Tage, der unmittelbar am nördlichen Ende von Edenkoben sehr weit vorgreift und hier einer schwefelwasserstoffhaltigen Quelle — auf der Karte 1 : 25 000 als „Kurbrunnen“ verzeichnet — den Ursprung gibt.

Zwischen dem Hüttenbachtale und Alsterweiler und noch darüber hinaus findet man zahlreiche Lesesteine von Kalken, zum Teil voll *Dreissensia Brardi* FAUJ., südlich Alsterweiler auch reichlich Oolithe, flache Platten mit *Cypris agglutinans* LIEN., dann, mehr gebirgswärts, wohl auch sehr harte, einheitliche Algensinterkalke. Aber Schichtgrenzen angeben zu müssen, ist hier eine undankbare Sache. Erwähnenswert sind noch Lesesteine einer plattigen Bank, die neben *Cerithium plicatum* BRNG. var. *pustulatum* SDBG., *Hydrobia ventrosa* MONTF. sp., *Dreissensia Brardi* FAUJ., *Cypris agglutinans* LIEN. viele Fischreste enthält (z. B. dicht am Nordwestende von Alsterweiler gefunden).

Die typischen miocänen Kalke herrschen im östlichen Teile der Erstreckung des Tertiärs vor und liefern hier, dicht bei der Obermühle, südwestlich Maikammer, am Nordhange des Kropsbachtälchens eine der sehr wenigen Stellen im Pfälzer Tertiär, wo gute Schalenexemplare unserer Tertiärfossilien gesammelt werden können, die sehr wohl eine gründliche, systematische Ausbeutung verdienen.

Das Absuchen eines frisch gerodeten Weinberges lieferte schöne Exemplare folgender Formen:

Melanopsis callosa AL. BR., auffallend klein.

Neritina callifera SDBGGR.

Hydrobia ventrosa MONTF. sp.

Hydrobia obtusa SDBGGR. häufiger als *ventrosa*; sehr schöne Exemplare.

Clausiliide? Zwei Windungen einer linksgewundenen, zierlich gerippten Form.

Dreissensia Brardi FAUJ. schichterfüllend, zum Teil sehr groß, meist zerbrochen. Fischwirbel.

Sie liegen offenbar in einer mergeligen Schicht. Lehrt schon eine aufmerksame Begehung der lesesteinreichen Strecken des Miocänstreifens, daß eine Wechselagerung von Tonmergelschichten mit Kalkbänken vorhanden sein muß, so findet diese Erkenntnis eine willkommene Ergänzung durch die Bohrung, die LAUBMANN 1868 p. 141 unter dem Titel: „Bohrarbeit in Maikammer im Dezember 1858“ mitteilt:

4,91 m grauer Letten, 0,38 m Kalkstein, 2,82 m grauer Letten, 0,24 m Kalkstein, 2,99 m weißer Letten, 3,11 m gelber Letten, 0,41 m Kalkstein, 2,50 m grauer Letten, 0,99 m Kalkstein, 1,72 m dunkelgrauer Letten, 0,32 m Kalkstein, 8,03 blauer Letten, 0,27 m Kalkstein, 2,85 m blauer Letten, 0,42 m Kalkstein, 1,48 m blauer Letten, 0,51 m Kalkstein, 5,59 m blauer Letten, 0,58 m Kalkstein, 0,29 m sehr harter Kalkstein. Im ganzen 40,41 m.

Von diesen 40,41 m kommen 36 auf den Letten und nur 4,41 auf Kalk, die sich überdies noch auf 10 Bänkchen verteilen. Es ist dasselbe Verhältnis wie in dem Bohrprofile der großen Bohrung der Landauer Aktienbrauerei, wo auf die

54,5 ersten Meter des „blaugrünen Lettens“ 15 kleine Kalkbänkchen kommen, die so wenig mächtig waren, daß das Bohrregister statt Maße anzugeben, sich begnügt, in Klammern zu bemerken „mit Kalkbänkchen“.

Auf Grund dieses Bohrprofiles und der daraus erwiesenen bedeutenden Mächtigkeit des miocänen Lettens ist wohl der Schluß berechtigt, daß auch der Letten des Tälchens am Nordende von Edenkoben nicht „Cyrenenmergel“, sondern miocäner Letten ist. Man wäre sonst gezwungen, auf der Höhe zwischen Edenkoben und Maikammer eine Verwerfung anzunehmen, da im Kropsbachtälchen bei der Obermühle *Dreissensia*-Schichten anstehen, in annähernd gleicher Höhe aber bei der Schwefelquelle „Cyrenenmergel“ sich fände.

Ist dieser Letten aber miocän, so gliedert sich die Edenkobener Schwefelquelle von selbst der großen Reihe von „Grindbrunnen“ an, die aus dem Mainzer Becken bekannt wurden und die alle — worauf BOETTGER 1874 zuerst hingewiesen hat¹⁾ — dem untermiocänen Letten der Corbículaschichten entspringen.

Mit dem gleichen Rechte dürfen wir den Ursprung der Landauer²⁾ und Edesheimer Schwefelquelle³⁾ im Corbiculaletten vermuten und sehen eine Bestätigung dieser Annahmen in dem Aufdringen einer nach Schwefelwasserstoff riechenden Quelle bei 78,51 m Tiefe im Pfeffinger Bohrloche⁴⁾ über bituminösen Mergeln mit *Melanopsis callosa* AL. BR.

Neustadt und Königsbach.

Etwas besser als in dem eben beschriebenen Gebiete sind die Aufschlüsse zwischen Neustadt und Königsbach.

Von dem öfters genannten Neustadter Steinbruche ist heute noch ein Felsen übrig, links des Treppenweges nach Haardt, im Weinberge der Frau Christmann. Es ist typischer, ungeschichteter, unterer Cerithienkalk, zum Teil ganz erfüllt mit kleinen umkanteten Kalkknöllchen (keine Oolithe!), stellenweise gut als Algensinterkalk ausgebildet. Zuunterst fand ich *Cerithium Rahti* AL. BR. Steinkerne von *Helices* sind häufig, ebenso kleine Exemplare der kleinen, fast knotenlosen Varietät von *Cerithium plicatum* BRNG., die sich von der SANDBERGER'schen *enodosa* durch die schlanke Gestalt unterscheidet. Sehr zahlreich findet man die hornglänzenden Deckel von *Cyclostoma* im oft kreidig stäubenden Gestein. Gar nicht selten ist auch *Strophostoma tricarinatum* M. BR. Eine vollständige Fossilliste folgt im nächsten Abschnitte.

Im Lingenfelder'schen Weinberge liegen massenhaft Sandsteine des gleichen Gesteins, aber voll *Cerithium plicatum* BRNG. var. *multinodosa* SDBGR.; daneben mit zahlreichen *Hydrobia ventrosa* MONTF. sp. und *Cythera incrassata* Sow. Viele dieser Kalke sind ganz erfüllt mit Steinkernen und Abdrücken von *Milioliden*-Schälchen verschiedener Arten (meist wohl *Quinqueloculina*).

¹⁾ KINKELIN 1892 l. c. p. 135. Diese Tatsache ist durch KINKELIN l. c., durch weitere Erfahrungen bei Bohrungen — cf. z. B. REINACH 1894 p. 12 u. 15 — und neuerdings von STEUER 1908 (Bodenwasser), Separatabdruck p. 4 u. 5, bestätigt worden. KINKELIN sagt l. c. p. 8 sogar: „Andere Tatsachen, deren noch in der Folge Erwähnung geschieht, lassen solche Quellen in unserer Gegend fast als Erkennungsmittel der untermiocänen Letten erscheinen.“

²⁾ GÜMBEL hielt es für wahrscheinlich, daß beide Quellen dem Cyrenenmergel ihren charakteristischen Gehalt entnähmen (cf. 1894 p. 1038).

³⁾ Noch etwa zehn weitere Schwefelquellen macht Herr Rat Dr. D. HAEBERLE in seinem 1912 erschienenen Büchlein: „Die Mineralquellen der »Pfalz«“ (Kaiserslautern, Kayser) namhaft.

⁴⁾ Vgl. S. 35.

Neben diesen Stücken finden sich schon Brocken eines Kalkes mit *Hydrobia inflata*, der an der Ecke der Villenstrasse und des Weges oberhalb des Lingenfelder'schen Weinberges am Fuße einer Mauer ansteht. Zu beiden Seiten des Tälchens, das von der Villa Tauffkirchen gegen Welschs Terrasse zu zieht, sind die Weinberge voll Brocken miocänen Kalkes. Am schönsten finden sie sich in dem Weinberge, der zur Villa Lieberich-Merkel gehört. Man sammelt dort sehr schöne Stücke voll *Hydrobia inflata*, daneben *Corbicula Faujasi* DESH., wenn auch nicht häufig.

Am wichtigsten ist, daß der größere Teil dieses Kalkes als Kalksandstein mit reichlichem Zement ausgebildet ist, meist von sehr grobem Korne (1 mm Durchmesser der Körner). In diesen grobkörnigen Kalksandsteinen fand ich auch die im folgenden beschriebenen bis 3 cm großen, wohlgerundeten Gerölle von sehr hartem, von schwarzen Mangandendriten durchzogenen Kalk.

Auf der Höhe längs der Winzingerstrasse liegen, zusammen mit guten ausgewitterten Exemplaren von *Cerithium Rahti*, als Lesesteine Kalke, die den eben erwähnten Geröllen durchaus gleichen. Es sind weißliche bis fleischrote, nahezu dichte Kalke, die aufs zierlichste von Mangandendriten geädert sind.

Haus Nr. 8 der Distriktsstraße steht noch auf Cerithienkalk; nicht weit westlich davon aber streicht der „Cyrenenmergel“ durch, der sich von hier etwa 1 km weit bis gegen die Unterhardt hin leicht verfolgen läßt. Auf halbem Wege liegt die alte Lettengrube, die dem Gewanne daselbst den Namen gegeben hat. Sie ist längst aufgelassen und durchaus verrutscht, so daß sie über die Lagerung des Lettens keine Auskunft gibt. Petrographisch bietet sie keine Besonderheiten. Fossilien fand ich nicht.

Keiner der zuletzt beschriebenen Aufschlüsse läßt heute mehr Streichen und Fallen der Schichten messen; eine Schiefstellung der ungeschichteten Cerithienkalke am Treppenweg bei Neustadt, die GÜMBEL¹⁾ angibt, läßt sich heute nur vermuten, nicht messen. Nur aus dem streifenförmigen Aufeinanderfolgen der Schichten mag man auf eine Neigung gegen Osten schließen, die mir übrigens auf Grund mehrerer Beobachtungen durchaus keine gleichmäßige zu sein scheint.

Wesentlich besser waren in dieser Hinsicht — und sind es an einer Stelle heute noch — die Aufschlüsse bei Königsbach.

Allerdings, die schöne Cyrenenmergelgrube, in der nach GÜMBEL²⁾ „bis 1/2 m hohe Lagen eines zuweilen zu festen Massen verkitteten Sandes“ zusammengefaltet und steil aufgerichtet zu sehen waren, ist zugeschüttet und in einen Weinberg verwandelt. Es ist nur zu bedauern, daß eine genauere Beschreibung jenes wichtigen Aufschlusses fehlt. Leider sind auch jüngere, günstige Aufschlüsse geologisch nicht ausgenützt worden, wie z. B. die Kellergrabungen beim Bau des Schulhauses und des Gebäudes vom Winzerverein. Während jenes noch ganz auf Letten steht, stieß man bei diesem zuerst auf Cerithienkalk, unter dem man den ostwärts fallenden Cyrenenmergel erreichte — eine Gelegenheit, die Kalk-Lettengrenze zu studieren, wie sie sobald sich nicht wieder bieten dürfte.

Auch im Kalktertiär haben sich die Aufschlüsse wesentlich verschlechtert. Der Cerithienkalkbruch am Wege zum Vilbertseck, in dem GÜMBEL die Fossilsuite der Bayer. Landesanstalt sammelte, ist aufgelassen und aus dem Schutte ragen nur noch wenige Klötze anstehenden harten, ungeschichteten, löcherigen Kalkes. Viele

¹⁾ 1897 p. 5.

²⁾ 1894 p. 1038.

umherliegende Kalkbrocken enthalten bald feinen, bald groben Sand. Zwar erwähnt GÜMBEL, daß „an der Grenze gegen den unterlagernden Cyrenenmergel ein mehrfacher Wechsel verschieden farbiger sandiger Kalke zu beobachten ist“. Sicher gehören hierhin die feinsandigen Kalke, die in den Weinbergen gegenüber Vilbertseck liegen.

Jene grobkörnigen dünnplattigen Kalksandsteine sind aber in der Umgebung charakteristisch für die Grenze von Cerithienkalk und Corbiculakalk und dürften wohl dem künstlich hergeschafften Schutt entstammen, der zum Ausfüllen der alten Grube dient. Dafür spricht auch, daß ich darunter Stücke einer *Dreissensien*-Bank fand, wie ich sie nur aus den Corbiculaschichten kenne.

Autochthon liegen diese grobkörnigen Kalksandsteine in großen Mengen als Lesesteine auf dem Hügel nördlich Königsbach, den ein direkter Weg erklimmt, der vom Bahnhofe unter der Bahnlinie durch zum großen Buntsandsteinbruche führt.

Neben Sandsteinen mit feinem Korne fallen vor allem ungewöhnlich grobkörnige auf, die nicht selten reichlich oft über 2 cm lange Geröllchen enthalten. Von wesentlichem Interesse ist, daß man häufig unter den vorherrschenden Quarzgeröllen auch abgerollte Brocken desselben grobkörnigen Tertiärsandsteines findet (vgl. Abschnitt 7b).

Auf dem Ostabhange fanden sich Stücke von *Dreissensien*-Bänken, viele sehr *Pisidien*-reiche Kalke und solche mit der im Abschnitt 7c besprochenen eigentümlichen Kalkalge.

Die einzige Stelle, die im anstehenden Gestein Streichen und Fallen zu bestimmen gestattet, liegt südlich des Ortes, östlich der Straße, die von Gimmeldingen nach Königsbach führt. Der Tertiärhügel zeigt hier einen auffallend steilen Ostabfall. Hier, unterhalb der Straße, stehen an der Basis einer Wingertsmauer etwa 1 m hoch Kalksandsteine mit nordöstlichem Streichen und 25° Südostfallen an. Der Aufschluß zeigt zugleich sehr hübsch den raschen Fazieswechsel. Unter etwa 0,50 m grobkörnigen Sandsteines mit reichlichen Quarzgeröllen (von im Durchschnitt 0,5—1 cm Länge) treten 0,40 m feinkörnige Sandsteine zu Tage, die lagenweise in losen Sand übergehen.

In der Nähe fand ich auch ein Stück voll *Corbicula Faujasi* DESH. Leider gelang es mir nicht festzustellen, in welcher Höhe diese Bank ansteht.

Dürkheim und Umgebung.

Die wichtigsten Beiträge zu einer Stratigraphie des jüngeren Tertiärs liefert nächst der Landauer Gegend Dürkheim mit den nördlich sich anschließenden, dem Gebirge angelehnten Tertiärhöhen. Diese liefern eine zusammenhängende Reihe interessanter Aufschlüsse; jenes hat uns durch seine Quellbohrungen sehr wertvolle Profile gegeben.

Die Straße von Dürkheim nach Leistadt steigt langsam ein seichtes Tälchen hinan, das ostwärts von zwei Hügeln begrenzt wird, die schon durch ihre Gestalt verraten, daß sie nicht eine einheitliche Scholle bilden. Das Tälchen selbst ist ein typisches subsequentes Erosionstal, das ganz im „Cyrenenmergel“ verläuft, auf den sich eben in jenen Hügeln westlich Pfeffingen und Ungstein das Kalktertiär mit ausgesprochenem Ostfallen legt. Seinen nördlichen Abschluß erfährt das Tälchen durch die auf der Karte 1:25 000 mit dem Namen „Sukopf“ bezeichnete Höhe, von der die kahlen Wände des auf dem „Cyrenenmergel“ erhaltenen Kalktertiäres weithin sichtbar sind.

In dem Berichte über die Exkursion des Oberrheinischen Geologischen Vereines nach Leistadt-Kallstadt vom 31. März 1910 (p. 51 f.) hat REIS bereits darauf hingewiesen, daß hier das Kalktertiär, ohne irgendwelche petrographische Besonderheiten aufzuweisen, so nahe an das Buntsandsteingebirge tritt — kaum 50 Schritte liegen dazwischen —, daß man sich hier wohl zur Annahme einer Verwerfung zwischen beiden gezwungen sieht. REIS vermutet, daß das vorhin erwähnte, dem Gebirgsrande parallele Tälchen durch diese Verwerfung vorgezeichnet sei. Unzweideutig zeigt sich diese Verwerfung von den ersten Häusern von Leistadt an und am schönsten in dem Tälchen, das östlich Leistadt in die kesselförmige Talerweiterung nördlich des Ortes mündet. Hier stehen sich am Grunde des Tälchens im Orte Buntsandstein und Cerithienkalk am Hange des „Vogelfanges“ gegenüber. Auf dem Nordhange des vom Zentrum des Dorfes anfangs nach Südosten, dann ost-südöstlich ziehenden Tälchens liegt aber etwa in 250 m absoluter Höhe ein Rest von „Cyrenenmergel“ auf Buntsandstein und zwar auf oberem Hauptbuntsandstein. Gegen Süden vermindert sich die Sprunghöhe. Es kommen unter den Cerithienkalken die „Cyrenenmergel“ zum Vorscheine. Auch hier trifft man auf der ersten Randscholle des Gebirges, diesmal Rehbergsschichten, einen Rest von Cyrenenmergel an. Er liegt in dem auffallend seichten Tälchen, das östlich gegen den Spießberg zuzieht. („Affentälchen“ der Karte 1 : 25 000; Gewinn „in den Weiden.“) Bis weit hinein traf man bei der Anlage der Wasserleitung unter dem Buntsandsteinschutte den graugrünen Letten. Ich selbst sah am 10. Dezember 1910 neben einer neu angelegten Dickrüben-grube diesen Letten aufgeworfen. Fossilien fand ich nicht, und auch Schlämmen war erfolglos.

Der Letten ist sehr schön aufgeschlossen in der Letten-grube zwischen dem „Sukopf“ und dem Schmidt'schen Buntsandsteinbruche. Es sind fossillose, dunkel-graugrüne Letten, die gegen die Cerithienkalkgrenze zu „in ungefähr 2 m plattig-schichtige, sehr tonreiche, sehr feinsandige, glimmerreiche, graugelbe, ebenso fossilfreie Sedimente“¹⁾ übergehen. Sie scheinen mit ca. 15° ostwärts zu fallen. Im Tiefsten der Grube treten stellenweise gerundete Blöcke offenbar anstehenden Buntsandsteines als Liegendes des Lettens hervor, an denen REIS „anhängende Brocken von Küstenkonglomerat“ erkannte.

Dieses Küstenkonglomerat ist sehr schön aufgeschlossen im Schmidt'schen Steinbruche, links des Einganges. „Große und kleine Blöcke von entfärbtem und hellgelbem Sandstein in lockerer Anhäufung und zerstreuter Eisenbindung liegen hier dem Buntsandstein in keilförmigen Spaltklüften und breit ausgewaschenen Taschen auf.“²⁾

Sehr wichtig erscheint mir die Tatsache, daß derselbe Letten in bedeutend größerer Mächtigkeit gegen Süden zieht. Wohl mag er stärker abgesunken sein an derselben Verwerfung wie der Teil am Sukopfe, aber bei der relativ großen Breite und starken Eintiefung des Tälchens müßte auf jeden Fall die Unterlage erreicht sein, wenn die Mächtigkeit nicht eine größere wäre als auf der Sattelhöhe von Leistadt. Einen direkten Beweis hierfür liefert die Bohrung an der nördlich Dürkheim im Tälchen gelegenen Sachsenhütte, die LAUBMANN (1868 p. 131) angibt. Man stieß dort erst unter 55,70 m „Meeresletten“ auf mürbe, graue Sandsteine, wohl zum Buntsandstein gehörig.

¹⁾ a. a. O. S. 52.

²⁾ REIS l. c.

Für solch einen plötzlichen Mächtigkeitswechsel des Cyrenenmergels werde ich noch weitere Beispiele bringen.

Dieselbe Lettengrube zeigt die Grenze gegen den Cerithienkalk, die von eigentümlichen Knollenkalken gebildet wird, auf die ich im Abschnitt 7 näher eingehe.

Darüber folgt die Kalkserie, die hier dank der sehr gestörten Lagerung in einem, wenn auch lückenhaft aufgeschlossenen, so doch alle drei Stufen umfassenden Profile aufgeschlossen ist. Das Kärtchen soll über die Lage der Aufschlüsse orientieren, die sich dicht vor Leistadt um die große Kurve der neuen und der alten Dürkheimer Straße gruppieren.

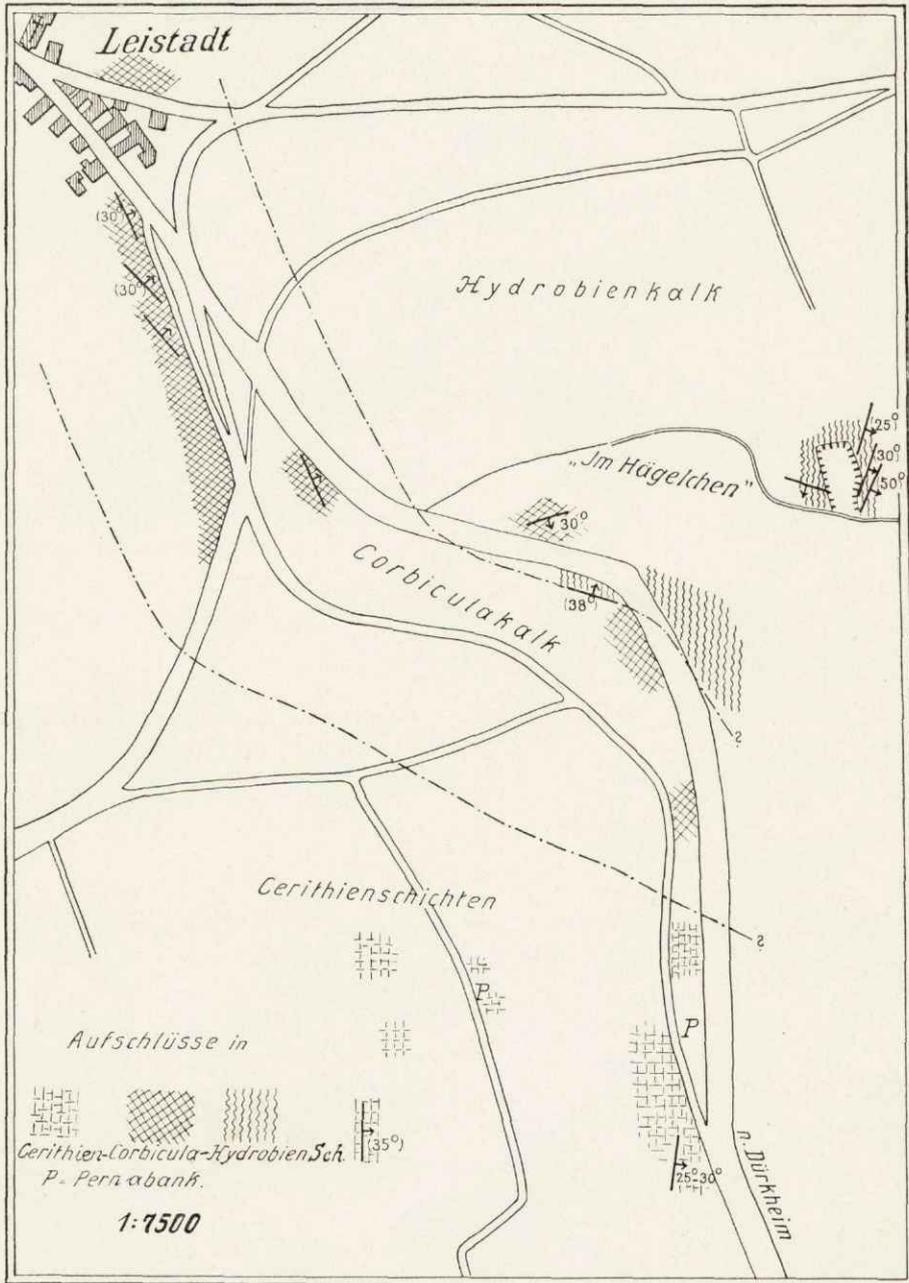
Kommt man von Dürkheim her und steigt von der Abzweigung der neuen Straße aus die alte hinan, so trifft man bald auf Anrisse, in 25—30° ostfallenden grauweißen Kalksandsteinen, die teils grobgebant, teils gut geschichtet, von mehreren etwa 70° nach Westen einfallenden Klüften durchzogen sind. Von hier stammen die prachtvollen Riesenexemplare von *Pinna*, die in der Sammlung der Landesanstalt liegen. Unterhalb der Straße kommen die Pernabänke zum Vorschein, allerdings nur in losen Brocken. Daneben ist *Cerithium plicatum* BRNG. var. in schlechten Exemplaren nicht selten. Am Hange liegen in buntem Wechsel Brocken sehr grobkörnigen, dann wieder feinkörnigen Kalksandsteines mit *Cerithien*, *Hydrobien* und *Dreissensien*, auch Mergelkalke mit *Hydrobien*. Ziemlich sandfreie Kalke stehen ebenfalls an. Weiße, graue, auch bräunliche Kalksandsteine, vom feinsten bis mittelgroben Korn, meist gut gebant, zum Teil sogar fein geschichtet, treten unterhalb der Straße überall aus dem Gehängeschutt. Steigt man von diesen auf dem Kärtchen bezeichneten Stellen den Hang westwärts hinauf, so trifft man bald auf anstehende Felsen von typischem Cerithienkalke, vorwiegend Algensinterkalk, wie er sich bis zur Lettengrube verfolgen läßt. Es sind dies die weißen Kalkfelsen, die man längst schon von der Straße von Dürkheim her auf der Höhe erkennen konnte. Gelegentlich führen sie sehr schöne sogen. Kalkalgen, schlechte *Helix*-Steinkerne, *Cyclostoma*-Deckel und -Steinkerne, schlechte *Cerithien*-Abdrücke u. s. f. Stellenweise finden sich schmitzenförmig eingelagert Sand und Quarzgeröllagen, ohne daß durch sie aber eine Schichtung hervorgerufen würde.

Folgen wir der alten Straße gegen Leistadt zu, so treffen wir dicht vor dem Orte gut aufgeschlossen typische Corbiculakalke, die mit durchschnittlich 30° gegen Nordosten einfallen. *Hydrobia inflata* ist häufig; ebenso *Dreissensien*-Bänke. Im unteren Teile tritt *Cerithium plicatum* BRNG. var. *pustulatum* AL. BR. in schlechten Abdrücken auf. Daneben nicht genauer bestimmbar Reste von *Helix*, *Paludina*, *Limnaea* etc. Das Gestein ist größtenteils oolithisch, mit umkrusteten Sandkörnern, Kalkbröckchen, *Hydrobien* u. s. f. Dazwischen schalten sich Kalksandsteine gelegentlich mit kleinen Quarzgeröllen. Eine oolithische Bank ist reich an Fischresten.

Geht man in umgekehrter Richtung vom ersten Hause von Leistadt her auf der neuen Straße gegen Dürkheim zurück, so wird der rechte Hang anfangs noch von harten, grobbankigen, weißen Kalksandsteinen und gelben Kalken mit *Hydrobia inflata* und *Dreissensia Brardi* gebildet, wie ich sie im Sommer 1910 in zwei kleinen zufälligen Aufschlüssen anstehen sah.

Dann aber biegt die Straße scharf gegen Osten um, und vor die in den Hang hineinstreichenden Corbiculakalkbänke legen sich sehr charakteristische ockergelbe, schwarzgefleckte Schichten, fast ganz aus den Schalen von *Hydrobia ventrosa* bestehend. Vergebens sucht man nach *Hydrobia inflata*. Die gleichförmigen Schälchen sind meist umkrustet, zum Teil zu festem Gestein vereinigt, zum Teil sandartig

Zur Abhandlung Dr. WALTER BUCHERS: Beitrag zur geologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz



lose auseinanderfallend. Sobald jedoch die Straße nach Süden umbiegt, kommen darunter wieder die mannigfachen Gesteine der Corbiculaschichten mit *Hydrobia inflata* zum Vorschein: Kalke mit *Hydrobien*, *Dreissensien*-Bänken, fossilfreie Kalke, zum Teil mit sogen. Kalkalgen, Oolithe, graue Kalksandsteine und gelber Sand.

Leider verhüllt eine Vermauerung die Grenzschichten zwischen Corbicula- und Cerithienkalk, die hier durchstreichen sollten. Doch läßt sich soviel wenigstens erkennen, daß mit dem reichlichen Auftreten von Sand *Hydrobia inflata* verschwindet.

Wenn ich vorhin das Fallen der Schichten als östlich angab, so war damit lediglich ein Mittelwert gemeint. Das Fallen folgt vielmehr, wie die Karte zeigt, im großen und ganzen dem Gehänge des kleinen Tälchens, das von den ersten Häusern von Leistadt gegen Südosten zieht. Es ist durchaus tektonisch vorgebildet, worauf REIS ebenfalls aufmerksam macht. Von der gegenüberliegenden Höhe des Vogelfanges neigen sich die Schichten synklynal zum Grunde dieses Tälchens. Doch handelt es sich keineswegs etwa um ein muldenförmiges Einbiegen der Schichten, sondern um ein unregelmäßiges staffelförmiges Niederbrechen, wie die im Kärtchen im Steinbruche eingetragenen Signaturen beweisen.

Daher treffen wir im Grabentiefsten, in dem großen Steinbruche dieses Tälchens („im Hägelchen“) die Hydrobienschichten.¹⁾ Nach *Hydrobia inflata* oder *Cerithien* sucht man vergebens. Wohl aber sind unverkennbare Steinkerne von *Helix moguntina* häufig. Im vorderen Teile des Bruches sind die Kalke sehr hart und zeigen nur auf angewitterten Flächen, daß sie fast vollständig aus *Hydrobien* bestehen. Im hinteren Teile dagegen wittern diese ganz wie oben an der Dürkheimer Straße in Massen heraus. Hier ist auch die Einschaltung von wenig mächtigen Tonlagen bemerkenswert. Dazwischen finden sich prachtvolle Stromatolithbänke und -knollen u. s. f. Stellenweise schalten sich auch hier Sandschmitzen ein.

Die einzelnen Schollen, die der Bruch aufgeschlossen hat und deren verschiedene Lage durch die Signaturen zum Ausdruck kommt, sind durch breite Klüfte begrenzt, die dadurch interessant sind, daß sie unzweideutig Spuren von wiederholtem Aufreißen zeigen.

Es lassen sich zwei Typen unterscheiden. Eine 80 cm breite Spalte ist von beiden Seiten her vollständig mit langen, weingelben Kalkspatkristallen zugewachsen. Andere wieder sind ganz von einem Gemische von Sandlöß, Lößlehm und dem für die Umgebung von Kallstadt charakteristischen roten, stark sandigen Lehme erfüllt, dem meist in wechselnder Menge Kalkbrocken aus dem Gehängeschutt beigemischt sind. Wirbeltierreste, die sich darin fanden — Griffelbein vom Pferd, Molar und Unterpodiumbruchstück vom Bison, Molar von *Elephas primigenius* und Stirnbeinfragmente von *Cervus elaphus* —, lassen für das Alter dieser Ausfüllung nach FREUDENBERG²⁾ auf eine tiefere Stufe des Lösses schließen. Außer diesen finden sich aber Klüfte, die eine Kombination beider zeigen. Eine 50 cm dicke Kluft ist an beiden Salbändern mit einer dünnen Schicht heller Kalkspatkristalle bekleidet, die Mitte aber ist ausgefüllt von Sand und Lehm, der gespickt ist mit Bruchstücken der Kalkspatausfüllung. Das Gegenstück dazu bietet eine 65 cm breite Kluft, die zwischen einer 25 cm dicken Lößlehmbekleidung links und einer solchen von 15 cm rechts in der Mitte eine gangartige Kalkspatausfüllung von 25 cm Dicke aufweist.

In dem westlich davon am Hange gelegenen alten, heute aufgelassenen Steinbruche sind diese Klüfte nicht minder schön entwickelt. Auch hier findet sich z. B. eine Auskleidung von Lößlehm mit einer mittleren Kalkspatausfüllung. Besonders merkwürdig sind hier die Klüfte, die Fig. V halbschematisch wiedergibt. Auf eine schmale randliche Zone von vertikal zum Salbande gestellten Kristallen folgt Lößlehm mit Bruchstücken einer Kalkspatausfüllung. Das Zentrum nimmt wieder ein Kalkspatgang ein, dessen einzelne Blätter aber horizontal liegen und zwischen sich blattartige

¹⁾ Nicht wie die Karte im Ber. Oberrh. Geol. Ver. wohl irrtümlicherweise zeigt: Cerithien-schichten.

²⁾ REIS 1910 p. 53.

Zwischenräume lassen. Es läßt sich unschwer daraus ein dreifaches Aufreißen der Spalte ablesen. Wie allerdings die Entstehung dieser horizontalen Kristallblätter — deren einzelne Kristalle natürlich vertikal stehen — zu denken ist, ist nicht so leicht zu beantworten. Wahrscheinlich dienten unregelmäßige Lagen organischer Substanz den Kalkspatkristallen als Ansatzfläche. Eine befriedigendere Erklärung finde ich nicht. Dieselbe Erscheinung, daß Blätter kristallisierten Kalkspates nicht aufeinander liegen, sondern linsenförmige und blattartige Hohlräume zwischen sich lassen, zeigt en miniature eine vom Absatz von kristallisiertem CaCO_3 fast ganz zugewachsene Wasserleitungsröhre von Territel bei Montreux, die in der Sammlung des Heidelberger Geologischen Institutes liegt. Die Erklärung mag hier ähnlich sein.

Steigt man am Hange weiter auf, so bleibt man stets in diesen Hydrobienkalken, die auch in dem obersten der dem Tälchen zugekehrten Brüche in ganz gleicher Weise anstehen, am schönsten aber in dem großen Steinbruche von Franz Henninger aufgeschlossen sind.

Das Gestein ist erfüllt von *Hydrobia ventrosa*. Nesterförmig eingelagert finden sich Haufen prachtvoller, dicht umkrusteter *Phryganiden*-Gehäuse, Stromatolithbänder, -knollen und -lagen in mannigfachster Ausbildung und Verquickung mit Oolithen, Anhäufungen von *Helices* u. s. f.¹⁾ Strichweise zeigt sich intensive Ockerfärbung, besonders in einer mittleren Lage,²⁾ wo dazu noch hochrote Bänderung und Fleckung tritt. Interessant sind einige Schmitzen grünen Tones dadurch, daß sie stellenweise sehr reich an Barytkonkretionen von bis zu 4 und 5 cm Durchmesser sind. REIS³⁾ hat sie bereits kurz beschrieben und schon darauf hingewiesen, daß ihre Anhäufung in dem wenig mächtigen Tonbände unbedingt auf eine ursprüngliche Entstehung an Ort und Stelle hinweist.

Die Lagerung dieser Hydrobienkalke ist die einer flachen Mulde, deren einer Schenkel wenige Grade nach Südwesten, der andere nach Nordosten fällt.

In mehreren anderen kleinen Steinbrüchen sind dieselben Hydrobienkalke aufgeschlossen. So z. B. über dem Kalkofen von Heinrich Weißenborn. Hier tritt die Schichtung sehr zurück. Feinfädige sogen. Kalkalgen sind häufig. Durch ihre Einschlüsse bemerkenswert ist eine wenig mächtige Einlagerung von grünem Ton, der alle Anzeichen starker Quetschung zeigt. Außer plattgedrückten von einer Eisenhydroxydschicht umkleideten Ausfüllungen von *Hydrobien* und *Helices* finden sich zahlreiche zarte Vogelknöchelchen angehäuft, deren dünnere Teile zerdrückt, die widerstandsfähigeren aber — Gelenkköpfe z. B. — vorzüglich erhalten sind, so daß eine Bestimmung wohl möglich sein wird.

Zwei andere Steinbrüche, auch zu Kallstadt gehörig, haben die Corbiculaschichten bestens aufgeschlossen.

Der eine folgt unmittelbar nördlich von dem großen Franz Henninger'schen Steinbruche. Ich gebe hier das Profil des Südendes:

- Oben: alles geht in die Blockschicht des Gehängeschuttes über.
- ca. 0,30—1,00 m (je nach der Höhe des Schuttes) dünne Bänke eines *Hydrobien* führenden gelblichen Kalkes (eine ockergelbe, tonige Sandschicht schaltet sich lokal ein).
- ca. 0,25—0,30 m eine festere Bank eines sandführenden Kalkes mit zerstreuten *Hydrobien*, zum Teil oolithisch.
- ca. 0,20 m weiche Kalkbank voll *Hydrobia ventrosa*, reichlich dazwischen auch *H. inflata*.
- 0,10 m dieselbe fester.
- ca. 0,30—0,50 m sehr dünne Bänke von hartem Hydrobienkalk, durch tiefe Schichtfugen getrennt, in denen viel Kalkspat auskristallisiert ist.

¹⁾ Vgl. hierzu p. 79.

²⁾ Die aber nicht identisch ist mit der hochrot gefärbten *Dreissensien*-Bank der oberen Corbiculaschichten bei den ersten Häusern von Leistadt, wie REIS andeutet (1910 p. 54).

³⁾ 1910 p. 50 Anm.

- ca. 0,05 m sehr dünnes Sandband; schwarz-weiß-rot.
 ca. 1,00 m aufgeschlossen: grobbankiger Kalk, reich an Stromatolithen mit vielen zum Teil geröllartig umkrusteten Brocken. Sandarm oder sandfrei. Voll *Hydrobien* und *Dreissensien*. *Hydrobia inflata* ist häufig.

Die oberen 30 cm sind weicher und enthalten keine stromatolithischen Sinterbildungen. Die obersten 10 cm schließlich enthalten reichlich *Corbicula Faujasi* DESH.

zus. ca. 3,15 m ohne Schutt.

Die südliche Seite ist um 1,00—1,50 m gegen die nördliche abgesenkt an einer Verwerfung, die an der Westwand aufgeschlossen ist. Sie hat dadurch Interesse, daß die Art und Weise, wie die Brocken des Gehängeschuttes in die Spalten gerutscht sind, beweist, daß ihre Entstehung sehr jungen Datums sein muß.

Der zweite dieser Brüche gehört Georg Henninger (Kallstadt) und hat seinen Eingang über der hohen roten Lehmwand.

Es stehen an:

- ca. 2,00 m ± dünne Bänke von Sandkalken und Kalksandsteinen, meist durch tiefe Schichtfugen voneinander getrennt und selbst zum Teil nur unregelmäßig knauerig verfestigt, so daß sie überall von groben Furchen und Löchern skulptiert erscheinen, die mit losen Sanden erfüllt sind. Überhaupt ist der Grad ihrer Verfestigung sehr verschieden. Voll *Hydrobia inflata*, *obtusa* und *ventrosa*. Nach oben nimmt der Sandgehalt ab und die Hydrobien an Zahl zu, so daß die obersten, in den Gehängeschutt übergehenden Kalke fast reine Hydrobienkalke sind, stets aber noch mit *Hydrobia inflata* neben *ventrosa*.
 ca. 0,30 m zum Teil oolithische Bänke voll Hydrobien, bald grau und hart, bald mürbe und gelb.
 ca. 0,20 m sehr unregelmäßige, dünne Bänkchen wechselnden petrographischen Charakters: bald fast reiner, beim Anschlagen klingender Kalk, bald Kalksandstein oder Oolith.
 ca. 0,50 m bald weißer kreidiger, bald härterer und dunklerer, stark sandhaltiger Kalk mit vielen umkrusteten Fragmenten. *Hydrobia inflata* häufig neben *ventrosa*. In vielen einzelnen Schalen (nicht bankartig!) *Corbicula Faujasi*.
 ca. 0,50 m Kalksandstein mit *Hydrobia inflata*, *obtusa*, *ventrosa*; *Helices* stark löcherig. An einer Stelle besonders feinblättrig-wabenartig auswitternd. Hier die auf S. 30 beschriebenen radialfaserigen Konkretionen. (Eine sehr dünne grüne Tonschmitze ist eingelagert.)
 ca. 3,00 m in zwei oder drei unregelmäßigen Bänken ein sehr harter Kalk, reich an Stromatolithen; groblöcherig. Mit *Hydrobia inflata*.

zus. ca. 6,50 m.

Dieselben sandigen Corbiculaschichten — mit *Hydrobia inflata* — stehen auch unmittelbar an der Basis des großen Hydrobienkalkbruches an. REIS erwähnt sie l. c. p. 54 als „im tieferen Niveau anstehende massige Kalkbänke mit Einschlüssen von Quarzsand, den Grenzlagen nach den Cerithienschichten.“

Auf der Westseite des Plateaus treten sie ebenfalls zu Tage. So im Hofe der letzten Häuser der Freinsheimer Straße.

Bei Herrn Brodbeck sieht man mit ca. 30° Ostfallen anstehen:

Oben ca. 2,80 m gelblicher Kalk voll Hydrobien.

ca. 1,80 m gelber Sand, schwarzbraun gebändert. Im oberen Teile des Aufschlusses in mürben, weißen Kalksandstein übergehend, der stellenweise große Kalkspatfacetten aufweist.

ca. 3,00 m Kalk mit *Hydr. inflata*, nach allen Richtungen von dünnen Kalkspatadern durchsetzt.

Etwa 2 m unter dem Hofboden stehen in einer Grube weißgraue, fast reine Sandsteine an mit *Hydrobia inflata*; zum Teil in feinen Sand aufgelöst.

Vom Vogelfang dehnt sich das Kalkplateau gegen Norden noch etwa 2 km und senkt sich gegen Weißenheim a. B. und Herxheim zu. Es wird etwa in der Mitte seiner Längserstreckung von dem reizvollen sogen. Bärenälchen zerschnitten, das mit seinen relativ steilen Hängen und schmaler Talaue einen im Tertiärvorlande ungewohnten Anblick bietet. Das nordöstlich verlaufende Stück des Tales mag durch eine Störung vorgezeichnet gewesen sein, die die Kalkstufe auf der Rechten

neben den Letten der Linken verwarf. Denn die rechte Talseite steigt gleich mit einer Neigung von etwa 35° aus dem Talgrunde auf und ist bedeckt von Kalklesesteinen, unter denen Stücke der Pernabank, Kalke voll *Corbicula Faujasi* und *Dreissensien*-Bänke nennenswert sind, während auf der linken Seite viel flacher ansteigend Letten ansteht. Auf das Einschneiden bis auf diesen „Cyrenenmergel“ mag auch die Ausräumung der beckenförmigen Erweiterung des Tälchens nördlich Leistadt zurückgeführt werden.

Die Oberkante, besonders des Nordhanges des Tälchens, bilden die senkrechten Abstürze des Hydrobienkalkes, die dem Felsenberge den Namen und eine gewisse Berühmtheit eingetragen haben. Besonderes Interesse haben sie für die Botaniker, da diese kahlen Felsen ebenso wie die alten Steinbruchwände bei Kallstadt und am „Hohlen Fels“ bei Asselheim die letzten pfälzischen Standorte für trockene, sonnige Kalkberge liebende Pflanzen bilden, wie *Hutchinsia petraea* (L.) R. Br., *Arabis auriculata* LINK, *Frinia glauca* L. DUMORTIER, *Globularia vulgaris* L., *Stipa pennata* L. und A.¹⁾

Rechts des Weges, der von Leistadt nach Herxheim a. B. führt, an der Stelle, wo er aus der Ostrichtung in die nordöstliche umbiegt, tritt unmittelbar am Wegrande auf einer Fläche von ca. 100 m Länge und 25 m Breite der nackte Fels zu Tage. Daß trotz der annähernd horizontalen Oberfläche sich hier kein Schutt zu halten vermag, mag seinen Grund in ihrer außerordentlichen Zerstückelung haben. Dieselben bis einen Meter breiten Spalten, die ich aus den Brüchen „im Hägelchen“ beschrieb, zerschneiden hier in sehr großer Zahl die Kalktafel. Die breitesten Spalten laufen annähernd parallel, in unruhigem Verlaufe, der zwischen N. 21 O. und N. 42 O. schwankt, im Mittel also N. 330 streicht. Die übrigen Spalten setzen unter mehr oder minder spitzen Winkeln auf; die einen gruppieren sich um 22° als Mittel, andere schwanken zwischen $40-45^{\circ}$, während steil- bis rechtwinklig dazu verlaufende Spalten zwar vorkommen, aber sowohl an Länge wie an Breite meist hinter jenen zurückstehen und mehr nur als Verbindungsstrecken jener erscheinen. Jeder neugebildete Verwitterungsschutt muß natürlich in diese dicht bei einander liegenden, breiten Spalten geschwemmt werden. Viele sind auch schon aufgefüllt, während andere noch bis zu $\frac{1}{2}$ m tief klaffen.

Ich möchte nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, daß die nackte Kalkoberfläche die typischen Formen chemischer Korrosion aufweist. Runde oder unregelmäßig ovale, napfförmige Gruben von meist geringer Tiefe — wenige Millimeter bis etliche Zentimeter — und einem durchschnittlichen Durchmesser von 5—20 cm sind in die auffallend geglättete Kalkfläche eingesenkt. Benachbarte Gruben verschmelzen häufig und bilden so unregelmäßig verlaufende gerundete Rücken und Kämme. Zacken und Leisten, alles en miniature, in Maßen weniger Zentimeter. Nicht selten aber senken sich solche Löcher, die oft einen merkwürdig regelmäßig runden oder ovalen Querschnitt zeigen, röhrenförmig in die Tiefe, als habe jemand runde Pfähle in den Fels rammen wollen. Dabei erreichen sie Tiefen von 30 cm, ja ein schönes, rundes Loch zeigt bei einem oberen Lumen von 45 cm und einem unteren von 20 cm eine Tiefe von einem halben Meter, und das größte Oval, das ich maß, ist 45 cm tief bei Querschnittsdurchmessern von 15 und 23 cm. Wo solche grubige Vertiefungen am Rande von Spalten münden, buchten sie in stets wechselnden Formen aus und geben ihm einen unruhig gezackten Verlauf. Die steilen Spaltenwände selbst aber sind nur geglättet und zeigen wenig oder gar keine Modellierung. Oft sieht man die Wände solcher benachbarter schüsselförmigen Vertiefungen durch ein kleines Loch durchbrochen; zuweilen mündet auch ein schräg röhrenförmig in die Oberfläche eingesenkter Kanal unten in eine Spalte aus und schnürt so seine äußere Begrenzung gleich einem zierlichen Henkel ab. Es sind dies durchaus dieselben Gebilde,

¹⁾ R. LAUTERBORN, Beiträge zur Fauna und Flora des Oberrheins u. d. Umgebung. Mitt. d. Pollichia LX 1903. Nr. 19 p. 48.

die ECKERT in seiner großen Karrenmonographie¹⁾ als Karrenschüsseln bezeichnet. Er sagt p. 10: „Eng vergesellschaftet und zum Teil verwandt mit den Rissen sind die Löcher, besonders auf ebenen Kalksteinkomplexen ausgebildet, seltener an Steilwänden, bald kreisrund, meistens länglichrund, im Durchmesser 2 mm bis 20 und mehr Zentimeter haltend, nach der Tiefe sich 3 mm bis 80 und 100 cm und noch weit tiefer einbohrend.“

Schließlich streichen am Osthange der Kalktafel südlich Herxheim a. B. die Corbicula- und Cerithiensichten aus. Die unteren Cerithiensichten sind durch gelegentliche Funde von Lesesteinen eines weißen Kalkes nachgewiesen, zum Teil mit Sandgehalt. Darin fand sich *Cerithium Rahtii* BR. Ihre obersten Lagen sah ich zufällig durch Rodung in sehr zahlreichen großen Platten ausgebrochen. Es sind sandführende Kalke und Kalksandsteine von ganz demselben Habitus wie die entsprechenden Schichten am Wege von dem Kleinen Kalmit nach Wollmesheim. Sie führen in sehr großer Zahl Abdrücke von *Cerithium Lamarcki* BRONG. und *Cerithium submargaritaceum* AL. BR. neben *Cerithium plicatum* BRNG. var. *multinodosum* SDBGR. Nur wenige Schritte bergan war auch gerodet und es lagen da grobplattige Sandsteine mit *Cerithien* und *Dreissensien*, *Dreissensien*-Kalke und gelbe Oolithe. Auch griffelartig zerklüfteter gelblicher Kalkmergel, wie ich ihn z. B. im gleichen Niveau an dem Kalmit beobachtete, fand sich.

In Dürkheim selbst bot der Aufschluß der heute leider vermauerten südlichen Böschung am Bahnhofe ein wertvolles Profil, das HERR ADOLF LINDEMANN bis auf den Millimeter genau ausgemessen und aufgenommen hat. LAUBMANN gibt l. c. p. 94—98 das Profil wieder.

Um aus der mühsam zu lesenden langen Liste ein Bild zu gewinnen, gebe ich die folgende Zusammenfassung:

Unter horizontal gelagerten Flözen von Sand, Ton und Geröll folgen mit 20° Ostfallen folgende Schichten:

1. 9,00 m Letten mit Kalksteintrümmern und Kreideknollen.
2. 0,65 m grobkörniger Sand (mit unbestimmbaren Fossilien).
3. 0,60 m blättriger Letten.
4. 5,30 m verschiedenfarbige Sande, unten eisenschüssig; eine Lage „mit Rogensteinbildung“.²⁾
5. 0,25 m gelber bröcklicher Letten.
6. 0,88 m Sand, in der Mitte zwei Lagen „lose neben einander liegender Kalksteinerbsen“ durch ein Mergelbändchen getrennt.
7. 7,00 m Kalktrümmer in Sand liegend.
8. 0,25 m blättriger Ton.
9. 0,38 m weicher Kalk mit dünnem Sandband.
10. 0,79 m brauner, gelber und grüner Letten mit Kalksteinbänkchen, die *Cerithien*, Fischwirbel und Säugetierknochen enthalten. Eine Bank ist eine reine Knochenbrekzie mit braunem Ton als Bindemittel, *Crocodylus sp.*, Bruchstücke eines Hautknochens einer Schildkröte aus der Gruppe der *Emyden* (Panzerplatte), Kieferfragment eines Nagers, Fischwirbel und Zähne von *Palaeomyxa*.
11. 2,76 m Kalk, zum Teil oolithisch, mit Sandeinlagen; Conchylien, Fischreste, Säugetierknochen.
12. 0,40 m Sand mit unregelmäßig geformten Kalkkonkretionen.
13. 1,05 m dichter Kalk, im unteren Teile mit Ton- und Sandbänkchen.
14. 0,55 m brauner und grüner Letten, im unteren Teile mit Sandstein- und Kalkmergelbänkchen, die *Cerithien* und andere Conchylien führen.
15. 0,40 m Kalkbank mit *Cerithien* etc., „mit Sand durchzogen und Sandsteinknollen führend“.
16. 0,66 m bräunlicher und grünlicher Letten, gegen unten mit Sandlagen und oolithischen Kalksteinbänkchen.

¹⁾ ECKERT M., Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Wissensch. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. I. Bd. 3. Heft (1902).

²⁾ Was damit gemeint ist, ist mir unklar.

17. 1,59 m Oolith mit *Cerithien* und *Helix*.¹⁾

Darunter noch 200 Schritt breit nicht aufgeschlossenen Ton und Letten.

Aus dem Texte erwähne ich noch, daß in der Mitte des Profiles in „einer schwachen Lage weißen, blätterigen oder oolithischen Kalksteines“ sich *Dreissensia Brardi* BRNG. und *Mytilus Faujasi* BRNG. fand. „In einer mächtigen, gelben Kalksteinbank sind zahlreiche Steinkerne von *Cerithium plicatum*, *Helix deflexa*,²⁾ *Planorbis solidus* THOM., auch Abdrücke von Pflanzenstengeln, welche Schilfröhren anzugehören scheinen,³⁾ eingestreut.

Eine sehr bedeutsame Ergänzung erhalten alle diese Aufschlüsse durch zwei Bohrungen, die in den Jahren 1823—25 und 1830—32 ausgeführt und von LAUBMANN 1868 veröffentlicht sind: die eine bei Pfeffingen, die andere an der Frohmühle, rund 200 m vom Bahnhofe entfernt. Diese letztere hat den Nachteil, daß in den Angaben charakteristische Fossilien fehlen und man in allen seinen Schlüssen lediglich auf die petrographische Beschaffenheit des Sedimentes angewiesen ist. Im Pfeffinger Bohrloche dagegen traf man unter 34,35 m Diluvium und 59,33 m Tertiärschichten sandige, bituminöse Mergel mit *Melanopsis callosa*, einem vorzüglichen Leitfossile der Schichten über dem Cerithienkalk. SANDBERGER hat die ihm von GÜMBEL übersandten Exemplare bestimmt und zugleich diese Tone den Corbicula-schichten zugewiesen.⁴⁾

Ich lasse das Profil hier folgen:

Das Bohrloch bei Pfeffingen⁵⁾ vom März 1823—1825, im ganzen 110,32 m⁶⁾ tief, traf unter ca. 34,45 m Diluvium,

über 30,00 m kreidigen, meist gelblichweißen Kalkmergel, in Wechsellagerung mit „bläulich-grünem“ oder „bläulichschwarzem“ Mergel mit einer Zwischenlage von „bläulich-grünem“, ockergelb gestreiftem Ton.

darunter 4,00 m bläulichschwarzer Mergel mit bituminösem Geruch. (Bei 65,96 m Tiefe erschien eine 0,29 m über die Bohrmündung steigende 1½ prozentige Quelle, welche nach fünf Stunden wieder verschwunden ist.)

1,00 m fester, bläulichgrauer, bituminös riechender Kalkstein mit Kalkspatadern.

9,00 m bläulichschwarzer oder blaugrüner, mit Säure aufbrausender Ton, wechselnd mit schwachen, wenige Zentimeter mächtigen Kalksteinflözchen.

1,75 m isabellgelber Kalkstein, im oberen Teile mit Sand. (Bei 78,51 m Tiefe ist mehrere Stunden hindurch eine 1½ prozentige nach Schwefelwasserstoff riechende Quelle über die Bohrbank gesprungen.)⁷⁾

2,00 m dunkelblaugrauer bituminöser Mergel.

3,80 m gelblichweißer Kalkmergel mit ebenso gefärbten festeren Kalksteinknuern.

3,50 m fester, schwer zersprengbarer, gelblichweißer Kalkstein.

2,90 m blaugrauer, bituminöser Mergel.

0,12 m blaugrauer, fester Kalkstein.

1,26 m dunkelblauer Kalkstein mit Conchylienresten (Anm. v. LAUBMANN: Probe 85, 86 bleigrauer, kalkhaltiger, feinkörniger Sandstein mit lose beiliegenden kleinen Schnecken-

¹⁾ Ist wohl sicher nicht, wie angegeben, *Helix deflexa*.

²⁾ Vgl. vorige Anmerkung.

³⁾ Ähnliche sehr schöne Flachuferablagerungen hat A. v. REINACH 1903 p. 58 von der Heidenmauer in Wiesbaden beschrieben. Dort standen unter Diluvialgeröll und 0,50 m stark sandigem Ton 5 m gelben Sandes an mit Sandsteinbänken, „in welchen sich massenhaft unbestimmbare Pflanzenreste befanden; meist waren es aufrecht stehende Pflanzenstengel (wohl flacheres Ufer)“.

⁴⁾ 1863 p. 88 und 1870—75 p. 486.

⁵⁾ Vgl. Tafel I im 18./19. Jahresbericht d. Pollichia 1861 (Bohrloch VIII).

⁶⁾ Die angegebenen Maße geben addiert nur 104,11 m, während die Gesamtmächtigkeit 110,32 m beträgt. Der Fehler liegt in den Lücken des Bohrregisters.

⁷⁾ Vgl. p. 25.

häuschen: *Litorinella acuta* DRAP., *Cerithium plicatum* var. *multinodosum*, *Neritina fluviatilis* L.)

- 0,90 m blaugrauer, bituminöser, sandiger Mergel, im oberen Teile mit Conchylien, (Probe 87. *Litorinella acuta* DRAP, *Melanopsis callosa* AL. BR.)
- 0,30 m schwarzblauer bituminöser Mergel mit Conchylien.
- ? (Probe 90: gelblichgrauer, sandiger Mergel mit *Litorinella acuta* DRAP., *Cerithium plicatum* LAM. var. *multinodosum*, *Melanopsis callosa* AL. BR.)
- ? (Probe 91: gelblichweißer Kalkstein.)
- 5,13 m grünlichgrauer, bituminöser Mergel mit Muschelgehäusen (nach Probe 93: „mit zahllosen zerbrochenen Conchylien“).
- 2,33 m gelblichweiße, sehr feste Kalksteine in dünnen Platten, darunter Sand (Probe 98) von weißem und grauem Quarz, sowie von gelblichweißem, scharfkantigem Kalkstein mit losen *Cerithien* und noch mit *Litorinellen* (*Lit. acuta* DRAP.).

Die genannten Fossilien bilden die charakteristische Tiergemeinschaft des miocänen Lettens, wie sie aus dem Untergrunde von Frankfurt a. M. bekannt sind.¹⁾

Man vergleiche nun damit die Bohrung an der Frohmühle, die etwas mehr als einen halben Kilometer von Pfeffingen entfernt in ziemlich genau demselben Abstände vom Gebirgsrande ansetzt.

Bohrprofil an der Frohmühle bei Dürkheim.

1,17 m Dammerde.	3,02 m weißer, sehr kalkiger Sand.
1,29 m rötlicher Sand mit Sandsteinbrocken.	0,97 m weißer Kalkstein.
1,99 m roter, sandiger Ton.	1,19 m weißer kalkreicher Sand.
2,43 m gelber Ton.	0,68 m weißer, fester Kalkstein.
0,17 m rötlichweißer Sand.	0,80 m rötlicher Sand.
2,80 m gelber, sehr sandiger Ton.	5,73 m weißer fester Kalkstein.
2,63 m rötlichbrauner sandiger Ton.	0,43 m gelblichbrauner Sand.
5,25 m rötlicher und brauner sandiger Ton.	0,19 m gelblichbrauner Ton mit weißen Kalksteinbrocken.
1,29 m roter und weißer sandiger Ton.	0,82 m gelblich brauner Sand.
4,67 m gelber Ton mit Braunstein.	1,09 m gelblichbrauner Ton mit Eisen.
1,46 m weißer und gelber, sehr sandiger Ton (mit Braunstein).	1,24 m gelber toniger Sand mit Kalksteinbrocken.
2,31 m weißer, plastischer Ton mit Sand, Gips und Braunstein.	3,79 m weißgelber fester Kalkstein.
1,22 m bräunlichgelber Ton mit eisenschüssigem Sand.	1,51 m gelber plastischer Ton.
0,46 m gelblichgrauer, feinplastischer Ton.	0,22 m weißer kalkhaltiger Ton.
0,29 m weißer, aufgelöster Kalkstein.	2,02 m bläulichgrüner Letten.
2,79 m fester, körniger gelber Kalkstein.	6,71 m Quarzsand.
0,65 m sehr kalkhaltiger, bläulichweißer Ton.	1,75 m Sand.
5,40 m graulichweißer Kalkstein.	0,77 m plastischer Ton.
2,12 m weißer milder Sand.	2,67 m toniger Sand.
0,46 m fester, weißer Kalkstein.	2,97 m sehr fester gelber Sandstein.
0,24 m grünlichgrauer Ton.	6,98 m Sandstein mit kalkigem Bindemittel.
1,46 m weißer Kalkstein.	0,88 m grauer feiner Quarzsand.
2,33 m weißlichgrüner plastischer Ton.	5,71 m graublauer Quarzsand.
	3,67 m mergeliger Sand.
	Im ganzen: 100,69 m.

Die ersten 29,14 m deute ich mit REIS als Diluvium und Pliocän. Da aber die im Pfeffinger Bohrloche aufgeschlossenen 71,55 m Tertiär noch insgesamt dem Miocän zuzurechnen sind, so scheint mir eine Deutung, wie sie REIS versuchte, unwahrscheinlich zu sein. Aber auch ein Vergleich der petrographischen Beschaffenheit der oligocänen Lettenkomplexe mit den miocänen scheint mir gegen die REIS'sche Deutung zu sprechen. Wo in einem Bohrloche oder einem Aufschlusse über Tag der „Cyrenenmergel“ durchteuft wird, da fällt die große Konstanz seiner

¹⁾ Vgl. KINKELIN 1885 p. 187 f., besonders K. FISCHER 1904, hier bes. p. 57.

Fazies auf, während hier im Bohrloche auf die geringe Mächtigkeit von nur 15 m „gelbe und weiße plastische Tone, bläulich-grüne Letten, lettige Quarzsande, Sande mit Sandstein und Kiesgeschieben, plastische sandige Tone und dünne Lagen von Kalksteinmergel“ entfielen. Ich möchte daher den gesamten Schichtkomplex ins Untermiocän stellen.

b) Nordpfälzisches Tertiärplateau.

Bei Battenberg tritt zum ersten Male in breiterer Ausdehnung die Auflagerung des Tertiärs auf älteren Schichten in Erscheinung, im wesentlichen auf denselben, denen es längs des Rheintalabbruches angelagert ist. Zugleich bildet es von hier ab in scharfem Gegensatze zu den bisher besprochenen Tertiärhügeln ein zusammenhängendes Plateau, das nichts anderes ist, als das Südende des Rhein Hessischen Plateaus. Durch die Täler der Eck, Eis, Pfrimm, Leisel und Selz wird es in fünf ungleichgroße Teilplateaus zerschnitten:

1. das von Battenberg;
2. Neuleiningen-Mertesheim;
3. Kerzenheim-Harxheim, das fast in seiner ganzen Breite vom Ammelbachtale und seinen Nebentälchen angeschnitten ist;
4. die Fläche des Hungersberges, und
5. das Ibesheimer Plateau, das aus dem Rhein Hessischen herübergreift.

1. Das Plateau von Battenberg.

Das Battenberger Plateau trägt nur noch einen kleinen Rest der alten Tertiärbedeckung. Über den Tonen, die die berühmten Battenberger-Sande überlagern, liegen — nirgends ordentlich aufgeschlossen — Cerithienkalke, über denen noch grobkörnige Oolithe der Corbicularschichten folgen.

2. Das Plateau von Neuleiningen-Mertesheim.

Bei Neuleiningen betritt man den Südrand des ersten größeren Tertiärkalkplateaus. Man steigt über die Felsen des Carneolkonglomerates und die Platten der Zwischenschichten in den Meeressand, den die interessanten „Farbletten“ überlagern. Über sie legt sich typischer Cerithienkalk, der nahe seiner unteren Grenze z. B. am Hange nördlich der Farblettengrube aufgeschlossen ist. Er enthält im Westen, am Fuße des sogen. Bitternells *Cerithium Rahti*.

GÜMBEL und REIS haben schon darauf hingewiesen, daß die Schichtfolge, wie sie am Nordende des Plateaus im Eistale ausstreicht, genau derjenigen am Südrande entspricht, aber noch wesentlich klarer und sicherer ist. Über oberem Buntsandstein, zum Teil mit Bänken des Carneolkonglomerates, sieht man — von der anderen Talseite aus in Anrissen schon an ihrer intensiven gelben Farbe kenntlich — die Meeressande anstehen. Auf der rechten Talseite, unmittelbar über der Sägemühle, werden sie als „Kapuzinerstein“ in großen Brüchen abgebaut. Darunter folgen hier nicht aufgeschlossen, aber zum Teil als Terrasse deutlich ausgeprägt, relativ wenig mächtige Mergel. Der darüberliegende Cerithien-Kalk steht an einer Stelle, am sogen. „hohlen Fels“ in einem steilen, weit sichtbaren Kalkklotze an, in dem ich in den Algensinterfäden kleine *Cerithien* und drei Exemplare von *Strophostoma tricarinatum* M. BRAUN fand. Die Steinhaufen weiter oben sind voll Corbicularkalkstücke mit *Corbicula Faujasi* DESH. und *Hydrobia inflata* FAUJ. Ganz gegen die Höhe zu verschwinden beide und es finden sich schließlich nur noch Kalke, die fast ausschließlich aus *Hydrobia ventrosa* MONTF. sp. aufgebaut sind.

Auf der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins (30. März 1910) wurde der Verdacht laut, es möchte die bedeutende Mächtigkeit der Battenberger Sande sich dadurch erklären, daß sie, etwa nach Art der vielbesprochenen Münzenberger Sande, mehrere Stufen des Tertiärs um-

faßten. Es ist unnötig, darauf einzugehen, wie in solchem Falle die Deutung der Tone etc. sich gestalten würde. Denn daß die Kalke, die unmittelbar die Tone überlagern, dem unteren Cerithienkalk angehören, ist sicher. Daraus ergibt sich aber ohne weiteres die Richtigkeit der bisher angenommenen Deutung.

Es mag hier noch folgende kleine Beobachtung Platz finden:

In der vorderen Meeressandgrube der (orographisch) linken Seite des kleinen Tächchens, das bei der Sägemühle bei Mertesheim mündet, sah ich aus dem lockeren Sande durch selektive Verwitterung herauspräpariert zwei hohle, im Querschnitt herzförmige, aus Limonitkrusten gebildete, offenbar einst zweiseitige Körper, die fast genau gleiche Größenmaße, nämlich etwa 5 cm Länge, hatten (vgl. Fig. VIII, Tafel IV). Da sie sehr leicht zerbröckelten und darum ein Mitnehmen nicht gestatteten, hob ich von dem einen Exemplar Bröckchen für Bröckchen ab, um den Verlauf der Schalen zu verfolgen. Es zeigte sich, daß sie sich ganz nach Art von Muschelschalen vollkommen symmetrisch verjüngten und schließlich gegeneinander stießen. Nur dicht vor der Stelle des Zusammenschlusses zeigte die Oberschale eine leichte Eindrückung. Daß es sich hier gewissermaßen um Pseudomorphosen nach ehemaligen Zweischalern, etwa *Pectunculus* handelt, scheint mir außer Frage. Damit wäre der direkte Beweis geliefert, daß an dieser Stelle wenigstens die Sande ursprünglich Organismenreste bargen. Darauf ließ schon KESSLERS Angabe für die Battenberger Sande schließen (1909 p. 12), daß er in den großen gebleichten Sandsteingerölln an der Basis der Battenberger Sande runde Löcher beobachtete, die er auf Bohrmuscheln zurückführen zu können glaubt.

Die in Dürkheim und südlich gegen Sebach zu austreichenden, bisher als Meeressand gedeuteten Sande und Geröllagen bedürften einer besonderen Untersuchung, die vor allem auf breiter Basis einen Vergleich mit den pliocänen Sanden der Vorderpfalz durchführt.

Im Gegensatz zu dem Neuleininger und Mertesheimer Plateaurande keilt der Meeressand gegen Westen zu aus, so daß in den Aufschlüssen bei Ebertsheim nichts mehr davon zu finden ist. Südlich Ebertsheim reihen sich mehrere große Steinbrüche im obersten Buntsandstein aneinander, deren Oberkante von Löß oder verrutschtem Lehm mit Schmitzen grünlichen Tones bedeckt erscheint. Einer dagegen wird überlagert von ca. 2 m blaugrauem Ton mit linsenförmigen Einlagerungen eines feinen, meist weißlichen, zuweilen goldgelben oder bläulichgrauen Sandes. Darüber folgen ca. 2,50 m mächtig, grobe Blöcke eines Kalkes, der reich ist an Bruchstücken von *Ostrea cyathula* und *Balanus*. Daß der unterlagernde, in ziemlicher Mächtigkeit am Gehänge austreichende Letten dem Cyrenenmergel angehört, beweisen die Funde von *Cerithium plicatum* BRNG. var. *papillatum* SDBGR., *Cerithium margaritaceum* BR. neben zahlreichen *Ostrea cyathula* LAM.

Denselben an der Basis des Cerithienkalkes so weit verbreiteten Balanidenkalk sah ich am „Grethenbrünnel“ südöstlich Ebertsheim gelegentlich einer Wasserleitungsarbeit in 7 m Tiefe aufgeschlossen unter typischem Algensinterkalk mit vereinzelt *Hydrobien* und *Cerithien*. In der Nähe fand ich in anstehenden Algensinterkalken *Cerithium Rahti* AL. BR. und schlecht erhaltene Landschnecken. (Daß einzelne dieser austreichenden Kalkkomplexe ein \pm steiles SO.-Fallen zeigen, wird wohl auf oberflächlichen Rutschungen beruhen.)

Weiter oben am Hange sind Blöcke voll *Cerithium plicatum* var. *multinodosum* häufig und noch höher ist *Cerithium submargaritaceum* AL. BR. nicht selten.

Rechts der Straße von Ebertsheim nach Neuleiningen findet sich auf Tiefentaler Gemarkung ein ganz vorzüglicher Aufschluß in den *Perna*-Bänken: zuunterst, wenig aufgeschlossen, stehen dichte, weiße Kalke an. Darüber folgen die eigentlichen *Perna*-Bänke mit zum Teil auffallend großen Schalen, überlagert von mehr oder minder grob oolithischen Partien mit Stromatolithbändern und ziemlich häufigen Fossilien (wie *Cytherea incrassata* Sow., *Cerithium plicatum* BRNG. var. *multinodosum*; *Cerithium Lamarcki* BRONG.; *Rapana (Ecphora) cf. cancellata* THOM.; *Neritina pachyderma* SDBGR., *Corbulomya elongata* SDBGR., *Helix* sp.).

Südöstlich hiervon findet sich in einer alten Grube etwa 2 m hoch der Corbiculakalk aufgeschlossen, oolithisch mit reichlichen umkrusteten Kalkbröckchen etc., darin eine etwa 0,30 m mächtige Bank voll Schalenexemplaren von *Corbicula Faujasi* DESH., die zum Teil herausgewittert in prächtiger Erhaltung lose umherliegen. Häufig sind daneben *Dreissensia Brardi* FAUJ., *Hydrobia inflata* FAUJ., *H. ventrosa* MONTF. sp. etc.

Östlich davon, rechts der Straße von Ebertsheim nach Neuleiningen, liegt unmittelbar bei dem trigonometrischen Turme der vorhin erwähnte Steinbruch in denselben Corbiculaschichten. Unter ca. 2 m gelblichem, hartem Kalk voll *Hydrobien* (darunter *H. inflata* häufig) liegt eine 0,30 m mächtige Bank voll *Corbicula Faujasi* DESH. Darunter sind nochmals 2 m weißen, kreidigen Kalkes aufgeschlossen, mit *Dreissensia Brardi*, vereinzelt Schalen von *Corbicula Faujasi*, *Hydrobien* etc.

Nordöstlich davon finden sich Kalke voll *Modiola angusta* AL. BR. Auf der Höhe, westlich des Weges, der von Sausenheim nach Mertesheim führt, scheinen noch die echten Hydrobienkalke, ohne *H. inflata*, zu folgen.

Zu erwähnen sind noch die Aufschlüsse südlich Mertesheim am Hange. Die Kalkgrube unweit des Bahnhofes ist gänzlich verschüttet. Dagegen trifft man in stark gestörter Lagerung in mehreren dicht nebeneinander liegenden kleinen Brüchen die obersten Cerithienkalke und die Corbiculaschichten anstehend.

Die im östlichen Bruche aufgeschlossenen Cerithienkalke enthalten *Helix Ramondi* BRONG., *Helix deflexa* AL. BR., *Cyclostomus antiquus* BRONG. sp., *Cerithium plicatum* var. *multinodosum* u. a., *Litorina moguntina* AL. BR. und *tumida* BRETTG., *Corbulomya sphenioides* SDBGR. und *elongata* SDBGR. etc. Sie sind interessant durch ihre Ausbildung als Knollenkalke. Sehr häufig sind hier mumifizierte Fossilien, so vor allem *Cerithium Rahti* AL. BR. Nebenan streicht etwa 0,5 m mächtig die *Perna*-bank aus. Blöcke von *Dreissensien*-Bänken sind in den stark verrutschten Gehängen häufig. Im Aufschlusse daneben treten zuoberst die Bänke mit *Corbicula Faujasi* zu Tage. Hier ist der Kalk von starken Rutschflächen und mehr oder minder breiten Kalkspatgängen durchsetzt, zum Teil mit sehr schönen weißgelben, langstengeligen Kristallen. In der Bruchwand sind auch drei kleine Verwerfungen von 0,30 m und 0,50 m Sprunghöhe zu beobachten. Neben *Corbicula* sind *Dreissensien*, *Hydrobien*, besonders *H. inflata* häufig, auch findet sich *Cerithium plicatum* var. *pustulatum*.

Gegen die Ebene zu steigt man in der Richtung auf Grünstadt hinab stets im Kalktertiär, was um so auffälliger ist, als doch am Rheintalrande die Meeresande noch eine ansehnliche Strecke nach Norden zu verfolgen sind. Auf der Karte greift die Signatur für das Kalktertiär lappenförmig gegen die Ebene vor, wie schon die Karte bei LAUBMANN 1868 zeigt. Ich halte dieses Übergreifen des jüngeren Tertiär für scheinbar und erkläre es durch treppenförmiges Absinken der Tertiärschollen.

Einen sehr wichtigen Aufschluß über die Sedimente des Untergrundes von Grünstadt hat die Bohrarbeit am Gemeindebrunnen 1863/64 gegeben.¹⁾ Es ist dies die Bohrung, die GÜMBEL meint, wenn er 1894 p. 1042 schreibt: „im Grünstadter Gemeindebrunnen bohrte man 150 m tief im Litorinellenkalk, der auf wechselnden Bänken von Kalk und Ton aufliegt.“

Ich gebe das wichtige Profil hier in abgekürzter Form wieder:

¹⁾ LAUBMANN 1868 p. 149 ff.

- 4,45 m Bohrteichel.
 4,00 m Lehm.
 3,65 m hellgelber und weißer Ton mit einer dünnen, braunen Mittellage.
 12,97 m Kalksteingeröll.
 0,50 m blauer Ton.
 14,05 m Kalksteingeröll.
 32,89 m blauer Letten.
 7,10 m vier Lagen blauen Lettens je in Wechsellagerung mit vier Lagen blauen Mergels.
 6,25 m Kalkstein.
 97,67 m über 100 Schichten von Kalk und Ton in ziemlich regelmäßigem Wechsel. Die Mächtigkeit der Tonlagen beträgt meist das 2—3fache der Kalkbänkchen, die nur fünfmal über einen Meter mächtig werden, meist 0,20—0,80 m messen.
 184,15 m Gesamttiefe.

Der Letten wird gelegentlich schwarz, braun und grün genannt, meist heißt er grau. Sehr häufig ist er sandig, ja, einzelne Lagen werden geradezu als „schwarzer Sand mit Letten“ bezeichnet. In diesen Schichten finden sich mit Vorliebe die Schälchen der *Hydrobia ventrosa* MONTF. sp. Sie werden aus der Tiefe von etwa 95—135 m aus den meisten Schichten erwähnt, die Steinschichten heißen sogar direkt „Litorinellenkalke“.

Erwähnenswert sind noch aus dem obersten Teile dieser Kalktonserie zwei dünne Lagen, 0,20 und 0,40 m mächtig, die einfach als „Schwefelkies“ bezeichnet sind. In welcher Form er auftrat, ist nicht gesagt.

3. Das Plateau von Kerzenheim-Harxheim.

Am Nordhang des Eistales habe ich den sogen. „hohlen Fels“ bei Asselheim schon erwähnt (S. 37). Am Südhange des „Goldberges“, südöstlich Quirnheim, steht der Corbiculakalk in einem 2—3 m hohen Aufschluß an: weiße, selten braune Kalke, voll *Hydrobia inflata*, mit *Helix*-Steinkernen, Abdrücken vereinzelter *Corbiculen*, schichtbildenden *Dreissensien* etc.

Etwas unterhalb dieses Aufschlusses fanden sich in einem Acker Kalke mit *Pisidien*, *Cerithien* und *Hydrobien*; außerdem Lesesteine eines Kalksandsteines mit großen, beim Drehen aufleuchtenden Spaltflächen. Höher hinauf — Gruben der sogen. „Einöde“ — verschwinden *Cerithien*, *Dreissensien* und *Hydrobia inflata* und machen Hydrobienskalken mit sehr einförmiger Fauna Platz: die meisten Schichten sind erfüllt von *Hydrobia ventrosa*, daneben ist *Helix moguntina* DESH. häufig, beide nur in Steinkernen erhalten. Wie in den südlicheren Aufschlüssen treten hier *Phryganiden*-Kalke oft, wenn auch stets nur als lokale, stockförmige Anhäufung, oft mit schönen Stromatolithbildungen verbunden, auf. Oolithe und Bänke aus oolithisch umkrusteten *Hydrobien*, kleinbrekziöse Gesteine u. a. bilden neben mergeligen Kalken und Kalkmergeln das Gestein.

In diesen eigentlichen Hydrobienschichten sind auf der Höhe — dem „Galgenberge“ — zahlreiche, meist unterirdische Steingruben angelegt, die sehr schöne Aufschlüsse schaffen. Die Kalke sind, besonders in der tieferen Region, meist vorzüglich geschichtet und durch feine Einschaltungen von Ton in schön planparallele Bänke und Platten gesondert. Meist bestehen sie vorwiegend aus den Schälchen von *Hydrobia ventrosa*, die fast stets inkrustiert sind. Daneben finden sich feinkörnige Oolithe, oft erfüllt von ungewöhnlich großen Schalen von *Mytilus Faujasi* BRONG. Zuoberst sind neben *Phryganiden*kalken und oft sehr großen Stromatolithbildungen feinfädige Algeninkrustationen häufig. In solchen unge-

schichteten, versinterten Partien liegen Steinkerne von *Helix moguntina* oft in sehr großer Zahl.

Die Lagerung ist im allgemeinen horizontal, im besonderen aber ununterbrochen wechselnd in schwachem Fallen nach den verschiedensten Richtungen, daß z. B. in einem Steinbruche über Tag auf eine Entfernung von 10 m dreimal seichte Sättel und Mulden wechseln.

Die Grenze zwischen Hydrobienschichten und den Schichten mit *Hydrobia inflata* ist vorzüglich aufgeschlossen in dem großen Bruche bei Kleinbockenheim. Der Kalk wird in zwei Stockwerken abgebaut.

1. Oberes Stockwerk: Gelblicher, oft bräunlicher, grobklotziger, löcherig auswitternder Kalk, reich an Stromatolithen; erfüllt mit *Hydrobia ventrosa*. *Hydrobia inflata* fehlt. Stellenweise ist der Kalk fast weiß, sehr reich, kreideartig, mit gut erhaltenen *Hydrobien* und schlechten *Helix*-Steinkernen (*moguntina* DESH.) und im unteren Teile an einer Stelle mit *Dreissensia Brardi* FAUJ.

2. Unteres Stockwerk: Ganz derselbe Kalk mit mehreren Linsen eines grünen, fetten Tones, der undeutliche zerdrückte *Hydrobien* und *Helices* enthält. Etwa in der Mitte dieses unteren Stockwerkes finden sich zwei je etwa 1 m mächtige, von 0,5 m Kalk getrennte Tonlinsen, die in einer Länge von 3 m ausstreichen und seitlich auskeilen. Auf gleicher Höhe tritt noch verschiedentlich Ton zwischen dem Kalk zu Tage.

Bis zu diesen Tonlinsen enthält der Kalk nur *Hydrobia ventrosa* in enormer Menge. Unter ihnen aber gesellt sich in jedem Handstücke *Hydrobia inflata* hinzu, vergesellschaftet mit der häufigen *Dreissensia Brardi*, ohne daß irgendwelche petrographischen Unterschiede die beiden Schichtkomplexe scheidet.

Im Bruche fällt die ungewöhnliche Zerrüttung des Kalkes auf, auch zeigt sich trotz des Mangels einer klaren Schichtung unzweideutig ein ziemlich steiles Fallen (in 20—30°) gegen die Ebene zu. Beides weist auf starke tektonische Störung hin, die die tiefe Lage der Hydrobienschichten gegenüber der Plateauhöhe erklärt.

Die obere Grenze des Vorkommens von *Hydrobia inflata* FAUJ. ist auch in den Gruben des Kahlenberges, an der Straße von Bubenheim nach Kindenheim, aufgeschlossen. Die tiefste derselben, zugleich die südöstlichste, zeigt von oben nach unten folgendes Profil:

- 0,50 m ziemlich harter, weißer Kalk mit vereinzelt *Hydrobien*.
- 0,20 m gelblichweiße Kalkmergelbank, mit wenigen *Hydrobien*, aber sehr reich an *Helix*-Steinkernen.
- 0,30 m sehr weiche, kreideartige Kalkmergelbank.
- 1,70 m ziemlich weiche bis recht harte Kalke ± reich an *Hydrobien*. *Hydrobia inflata* fehlt.
- 0,10 m graugrüne Tonmergelbank (kurz darüber dünner wiederholt).
- 2,00 m ziemlich harter Kalk, meist ganz erfüllt von *Hydrobia ventrosa* und einer kleineren Form (meist stark inkrustiert). *Hydrobia inflata* fehlt.
- 0,05 m graugrüner Ton.
- 0,50 m aufgeschlossen: Kalk mit *Hydrobien*, darunter reichlich *Hydrobia inflata*.

Ein ganz ähnliches Profil zeigt der Kalkbruch am südlichen Hange gegenüber Albisheim a. Pfr. Darüber bis zur Höhe sucht man vergebens nach *Hydrobia inflata*.

Der Corbiculakalk findet sich schön aufgeschlossen auch im Südosten des Plateaus zwischen Biedesheim und Kerzenheim, am sogen. Göllheimer Esper¹⁾. Etwa

¹⁾ Auf der Karte 1:25 000 im Gewann „auf der Stauden“ als „Steinlöcher“ angegeben.

6 m hoch sind unregelmäßig gebankte helle Kalke angeschnitten, etwa in der Mitte mit einer 0,60 m mächtigen *Dreissensien*-Bank. *Hydrobia inflata* FAUJ. und *Helix*-Steinkerne sind häufig, in den tiefsten Kalken auch Steinkerne von *Planorbis cornu* BRONG. In den östlich davon gelegenen Aufschlüssen steht eine ca. 0,30 m mächtige *Corbicula*-Bank an.

Südwestlich davon, am sogen. Kerzenheimer Esper, streicht wohl dieselbe, 0,30 m mächtige *Corbicula*-Bank aus zwischen Kalken, die reich an *Hydrobia inflata* und *ventrosa*, sowie *Dreissensia Brardi* sind. Aus dicht danebengelegenen Gruben stammen auch die schneeweißen, kreideartigen Gesteine, auf die ich in Abschnitt 7 d aufmerksam mache. In diesen Kalken wurde ein prächtiges Stück eines Oberkiefers von *Aceratherium* gefunden zusammen mit anderen Knochen, die aber leider verloren zu sein scheinen.

Eine Anzahl recht guter Aufschlüsse liefert das Ammelbachtal, das die Kalkfläche zwischen Eis- und Pfrimmtal quer zerschneidet. An einem der Quellbäche, der seichten Furche des Moorbaches, liegen dicht beim Grundheimer Hofe einige kleine Kalkgruben, die den typischen Cerithienkalk mit einer recht reichen Fauna, allerdings nur in Steinkernen, aufschließen. Es finden sich verschiedene *Helices*, *Pupa* sp., *Cyclostomus antiquus* BRONG. sp., *Cerithium plicatum* BRONG. var., *Cerithium submargaritaceum* AL. BR., *Cytherea incrassata* Sow., *Perna* sp. etc.

Am linken Talgehänge sind auf der Höhe unmittelbar über Ottersheim die Cerithienkalke vorzüglich aufgeschlossen. Auffallend ist hier die Neigung zur kreideartigen Ausbildung, das Vorwiegen der weißen Farbe und die relative Fossilienarmut.

Gegen das Ende des Tales hin, zwischen Immesheim und Harxheim, steht oben am Talgehänge an mehreren Stellen an Wegrainen Cerithienkalk in seiner typischen Ausbildung als Algensinterkalk an, an einer Stelle ganz erfüllt mit Steinkernen von *Pomatias labellum* neben *Helices*.

Dicht darüber werden sie, nach den Lesesteinen zu urteilen, von Kalken voll *Dreissensien* mit *Cerithium submargaritaceum* überlagert.

Unterer Cerithienkalk in seiner typischen Fazies als ungeschichteter, klotziger, meist dichter Algensinterkalk mit *Cerithium Rahti* — in einer der Gruben mit einer Bank voll *Mytilus socialis* A. Br. — steht auf der rechten Talseite zwischen Bubenheim und Harxheim in mehreren Aufschlüssen an. Vereinzelt finden sich darin bemerkenswerter Weise Bruchstücke oder selten auch vollständige Exemplare von *Perna* zerstreut. Weiter oben am Gehänge werden durch kleine Gruben auch wichtige *Perna*-Schichten angeschnitten, über deren Verbandsverhältnisse zu den zum Teil anscheinend in gleicher Höhe austreichenden Algensinterkalken nichts Sicheres auszusagen ist. Denn alle diese Aufschlüsse lassen eine mehr oder minder starke Lagerungsstörung der Kalke erkennen, die sich schon in ihrer geringen Höhenlage gegenüber dem bei Ottersheim hoch am Gehänge aufsteigenden Cyrenenmergel ausspricht. Inwieweit allerdings da vielleicht Rutschungen auf Cyrenenmergel täuschen, läßt sich bei der ziemlich mächtigen Lößdecke schwer sagen.

Fällt schon in diesen Cerithienkalken die Häufigkeit von *Perna*-Schalen in der vertikalen Verbreitung auf, so erreicht diese ihren Höhepunkt in dem großen, leider schon längere Zeit außer Betrieb befindlichen Bruche der Pfälzischen Kalkwerke bei Harxheim a. d. Pfrimm.

Der Ort selbst steht auf Cyrenenmergel. Die untersten Schichten des Cerithienkalkes sind auch noch sandig-mergelig ausgebildet und enthalten eine reiche Fauna mit vorzüglicher Erhaltung der Schalen. Da sie in großer Zahl *Perna*-Schalenbrüchstücke führen, sind sie leicht in den Weinbergen aufzufinden, wo sie bei jeder frischen Rodung gut ausgebeutet werden können. Ich ließ an einer guten Stelle graben, etwa 100 Schritte westlich des Bruches, nur wenige Meter tiefer als seine Unterkante, und erhielt durch Aufsammeln und Ausschlämmen eine recht reiche Fauna, die derjenigen des Kleinkarbener und Offenbacher Cerithiensandes entspricht (vgl. Abschnitt 5b).

Der Bruch selbst zeigt folgendes Profil:

Zuunterst etwa 2 m Schutt.

0,50 m aufgeschlossen: brekziöse gelbe Lumachelle, die in wirrster Lagerung durcheinander *Perna*-Bruchstücke, *Cerithien* etc. enthält.

0,20—0,50 m weißer Kreidemergel mit sehr vereinzelt *Cerithien*, *Hydrobien* und *Pernen*.

0,80—1,50 m Kalk, ganz erfüllt von *Perna*-Schalen und *Cerithien*. Gegen oben allmählich ärmer an Fossilien werdend, und schließlich übergehend in einen fossilarmen, weichen, weißen kreidigen Kalk.

1,60—1,80 m ein Komplex vorzüglich geschichteter, meist durch Einlagerung unzähliger *Perna*-Schalenbrüchstücke fein wellig geschiefert erscheinender Kalke. Reich an *Cerithium plicatum* var. Hier und da unterbrochen von fossilarmen, dünnen 0,05—0,10 m mächtigen Bänken; gelegentlich auch Einlagerungen eines fossilereen, weißen oder gelben Sandes.

1,00 m Schutt.

1,50 m eine Bank ziemlich harten, weißlichen Kalkes, voll wirr gelagerter Fossilien, besonders *Perna*-Bruchstücke und *Cerithien*.

0,90—1,00 m deutlich geschichtete, feinsandige Kalke, fast fossilreier.

0,08 m *Cerithien*- und Bivalvenlumachelle.

0,50 m ziemlich harter, grauer bis weißer Kalk, reich an Kalkbröckchen, mit einzelnen *Cerithien* und vielen Muscheltrümmern.

2,50 m ein mehrfacher Wechsel von je etwa 0,20 m mächtigen Lagen eines grünlichen Tonmergels und eines weißen, vertikal zerklüfteten Kalkmergels, der stellenweise zu groben Mergelkalkklötzen erhärtet ist und dann deutlicher als der weiche Mergel umkrustete oder freie *Hydrobien*, Kalkbröckchen, Schalenbrüchstücke etc. zeigt.

1,00—1,50 m wohlgeschichtete Kalke mit *Cerithien* und *Pernen* und sehr zahlreichen Querschnitten eines kleinen Zweischalers. (*Dreissensia*?)

Schutt.

Wo die Kalke viel Sand enthalten, sind sie voll *Milioliden*-Schälchen. Neben *Cerithium plicatum* var. geht durch die ganze Schichtserie *Cerithium submargaritaceum* AL. BR. hindurch.

Über diesem Bruche folgen in kurzem Abstände übereinander noch drei weitere Gruben, die alle ganz ähnliche von *Perna*-Schalenbrüchstücke erfüllte Kalke zeigen. Sie gehen zuoberst in wohlgeschichtete, feinsandige Kalke über.

Hier sind also, soweit die Aufschlüsse reichen, von der Grenze des Cyrenenmergels an aufwärts immer wieder *Perna*-Lumachellen in einer Mächtigkeit und Häufigkeit übereinander geschichtet, wie sie auch die Kleinkarbener Brüchstücke nicht zeigen, und die dieses Vorkommen in einen starken Gegensatz zur übrigen Ausbildung des Cerithienkalkes in der Pfalz und Rheinhessen stellt, ja sogar zur nächsten Umgebung.

So steht schon bei Zell, schräg gegenüber Harxheim, auf der nördlichen Talseite, der typische untere Cerithienkalk über dem recht fossilreichen Cyrenenmergel an, der den größeren unteren Teil der Pfrimmtalgehänge ausmacht. Die hellen, ziemlich ungeschichteten, klotzigen Kalke mit *Cerithium Rahti*, das in Abdrücken neben *Cerithium plicatum* var. häufig ist, sind zum Teil sehr schön als Algensinterkalke ausgebildet. Kalkklötze sind vielfach durch Rutschungen des Cyrenenmergels stark verstimmt.

Im oberen Teile dieses Cerithienkalkkomplexes ist östlich Zell eine kleine, interessante Grube in Betrieb. Hier sind die Kalke — zum Teil Algenkalk, zum größeren Teile aber grobkörniger Oolith — gut gebankt und bilden eine flache Mulde. Neben *Hydrobien*, *Cerithien* und schönen *Pernen* sind besonders ungewöhnlich große Exemplare von *Pinna* hier zu finden, die in den grobkörnigen Oolithen liegen. Auffallend ist auch ihr Reichtum an *Milioliden*-Schälchen.

Stücke einer *Perna*-Schicht, die wahrscheinlich dem unteren Cerithienkalke angehört, fand ich etwa 4 km weiter talaufwärts am Hange des Wartturmberges bei Albisheim. Neben scharfen Abdrücken des typischen *Cer. plicatum var. intermedium*, *Cer. submargaritaceum*, *Neritina pachyderma* u. a. ist besonders ein Abdruck von *Dorsanum laticosta* SDBGR. sp. erwähnenswert. Außerdem fanden sich an Landschnecken: *Helix* sp., *Helix Ramondi* und *Cyclostomus antiquus* (häufig).

Am Hange unter dem Turme streichen die *Corbicula*-Schichten aus, wie die überall herumliegenden Kalke und die massenhaft herausgewitterten Steinkerne von *Hydrobia inflata* neben *ventrosa* zeigen.

Steigt man vom Wartturm gegen Norden nach Gauersheim ins Leiselsbachtal, so trifft man im Talgrunde nicht wie im nahen Pfrimmtal und wie weiter oberhalb im Leiselsbachtale, bei Rittersheim, den Cyrenenmergel, sondern hart am Bache einen Bruch in stark südwestfallenden, harten, von stromatolithischen Bändern durchzogenen, fast ungeschichteten Kalken voll *Hydrobia inflata* (neben *ventrosa*). In großer Zahl finden sich auch Steinkerne von *Helix moguntina*, und zu oberst streicht eine *Dreissensien*-Bank aus.

Diese *Corbicula*-Kalke liegen hier in einem kleinen Kesselbruche zwischen dem Wartturmberge, dem Cyrenenmergel an der Pfortmühle und oberhalb und in Gauersheim und dem Hange des „Wingertsberges“ nördlich Gauersheim. Die ungewöhnlich schroffen Hänge dieses letzteren erklären sich wohl zum Teil durch Nachbrüche an unbedeutenderen, den Verwerfungen parallelen Klüften.

Die Höhe des Wingertsberges wird gebildet von den echten Hydrobienschichten ohne eine Spur von *Hydrobia inflata*. Sie sind durch mehrere große Gruben vorzüglich aufgeschlossen. Die Kalke sind meist sehr gut geschichtet und stellenweise in zahlreiche dünne, 0,05—0,10 m mächtige, jeweils durch dünne Lettenlagen getrennte Kalkbänkchen gegliedert. Sie sind sehr reich an Steinkernen von *Helix moguntina* DESH.

Alle Aufschlüsse zeigen mehr oder minder starke Störungen, in denen sich die allgemeine Zerrüttung der Kalktafel spiegelt. Dieselben schön geschichteten und zierlich gebankten Hydrobienschichten sind auch über Rittersheim aufgeschlossen.

Die unteren Corbiculakalke mit *Corbicula Faujasi*, *Dreissensien*-Bänken und besonders grobolithischen Kalken voll *Neritina callifera* sind nordwestlich der Heuberger Mühle (nördlich Kirchheimbolanden) im Gewann „am steinernen Berg“ in mehreren Gruben gut aufgeschlossen.

Schließlich muß ich noch ein eigenartiges Vorkommen untermiocäner Kalke erwähnen. In der Grube der Dampfziegelei von Curschmann nördlich Kirchheimbolanden treten unter dem sandigen Löß, der dort gewonnen wird, Schotter zu Tage, die neben Material der nächsten Umgebung in großer Menge grobe Gerölle eines blaugrauen, dichten Kalkes führen. Er ist ganz erfüllt von Süßwasserfossilien. Leider sind alle nur in schlechten Steinkernen und Abdrücken erhalten. Es gelang mir folgende Formen zu erkennen:

Melanopsis callosa AL. BR.

Torquilla cf. subvariabilis SDBGR.

Neritina sp.

Limnaeus cf. minor THOM.

Limnaeus cf. subpalustris THOM.

Planorbis cornu BRONG., sehr zahlreiche Abdrücke in allen Altersstadien.

Woher diese Kalke stammen, konnte ich nicht ermitteln.

5. Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse.

a) Fossilisten nebst Bemerkungen.

Im Folgenden gebe ich eine Zusammenstellung aller im Gebiete der bayerischen Rheinpfalz gefundenen Fossilien des Kalktertiärs. Als Grundlage für diese wie die später folgende Fossiliste des Cyrenenmergels und des Meeressandes diene mir vor allem das reichhaltige Material der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes (Geol. Landesuntersuchung), das mir Herr Oberbergtrat Dr. L. v. AMMON auf Empfehlung von Herrn Landesgeologen Dr. O. M. REIS gütigst zur Verfügung stellte. Beiden Herren sage ich auch an dieser Stelle für ihre vielfachen Bemühungen und dem Vorstand der Landesuntersuchung noch im besonderen für das weitgehende Entgegenkommen und Vertrauen meinen aufrichtigen Dank.

Der größere Teil des Materials stammt aus dem Gebiete nördlich von Dürkheim und wurde von Herrn Dr. O. M. REIS während der Kartierung des Blattes Donnersberg gesammelt. Von dem Kleinen Kalmit, Neustadt und Königsbach liegen Fossilsuiten vor, die von Herrn Oberbergdirektor W. v. GÜMBEL gesammelt sind. Eine Reihe von Handstücken aus der südlichen Pfalz stammt auch von Aufnahmen von Herrn Professor Dr. LEPLA. Hierzu kommen die sehr zahlreichen Handstücke und Fossilsuiten, die ich selbst während meiner Begehungen zusammengetragen habe, und schließlich noch etliche Stücke, die ich der Güte der Herren Rat Dr. HAEBERLE, Dr. BOTZONG, Dr. SULZER und J. HERTZLER verdanke.

In den Listen sind diejenigen Formen, denen im paläontologischen Teile besondere Bemerkungen gewidmet sind, mit den diesen entsprechenden Nummern versehen. Ein Sternchen hinter dem Namen besagt, daß diese Form nicht als Schalenexemplar, sondern nur als Steinkern oder Abdruck vorliegt. Ich habe solche Exemplare nur dann in die Liste aufgenommen, wenn mir ihre Bestimmung trotz der mangelhaften Erhaltung zuverlässig erschien. Hat ein Fundort vorzüglich erhaltene Schalen geliefert, so ist er mit einem Ausrufungszeichen versehen.

I. Die Fossilien aus den Cerithienschichten der Pfalz.

cf. *Patula euglypha* REUSS.* Neustadt.

Helix osculum THOM.* var. *intermedia*, SDBGR. Östlich Lautersheim.

— *phacodes* THOM.* Kl. Kalmit, Königsbach, Mertesheim.

— *sublenticula* SDBGR.* Neustadt.

cf. — *affinis* THOM.* Östlich Harxheim.

— *Ramondi* BRONG.* Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Quirnheim, Mertesheim, Kindenheim, Albisheim.

— *deftexa* AL. BRAUN.* Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Leistadt, Quirnheim, Mertesheim, östlich Harxheim, Albisheim.

- Helix hortulana* THOM.* Kl. Kalmit.
 — *oxystoma* THOM.* Kl. Kalmit.
Buliminus gracilis THOM.* Neustadt, Königsbach.
Pupa (Torquilla) subvariabilis SDBGR.* Königsbach.
Archaeozonites subverticillus SDBGR.* Kl. Kalmit.
Nanina stenotrypta AL. BRAUN sp.* Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach.
Glandina rugulosa SDBGR.* Kl. Kalmit, Neustadt,
 — sp.* Königsbach.
Oleacina Sandbergeri THOM. sp.* Neustadt, Königsbach.
Pomatias labellum THOM. sp.* Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Mertesheim, zwischen Immesheim und Ottersheim.
Cyclostomus antiquus BRONG. sp.* (= *C. bisulcatus* ZIET.) Deckel oft sehr zahlreich und wohl erhalten. Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Leistadt, Mertesheim, südlich Biedesheim, Albisheim.
Strophostoma tricarinatum M. BRAUN.* Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Asselheim.
Hydrobia ventrosa MONTE. sp. Allgemein verbreitet; sehr selten jedoch (und nur im obersten Teile der Schichtfolge) schichterfüllend. Meist nur in „Nestern“ oder vereinzelt. (Harxheim! Hier auch auffällig bauchige Formen.)
 — *obtusa* SDBGR. Harxheim! Wahrscheinlich weit verbreitet, aber wegen der schlechten Erhaltung nicht sicher nachweisbar.
 — *aturensis* NOUL. Harxheim! Dasselbe gilt auch von dieser Art.
 — *Dubuissoni* BOUIL. Harxheim!
 — *aquitana* C. MAYER. Harxheim!
Cerithium (Terebralia) Rahti A. BRAUN.* Kl. Kalmit, Neustadt, Herxheim a. B., Bitternell (westl. Neuleiningen), Mertesheim, Quirnheim, Ebertsheim, Kindenheim, Zell, zwischen Bubenheim und Harxheim.
 — *arcuatum* SDBGR.* Neustadt, Mertesheim, südlich Ebertsheim, Sandbrunnenhäuschen bei Marnheim, zwischen Rittersheim und Morschheim.
 — (*Potamides*) *plicatum* BRUG., dem Formenkreis der Varietäten *intermedium* SDBGR. — *multinodosum* SDBGR. — *Galeotti* NYST angehörig; sehr häufig sind Formen ohne Querrippen und Knötchen, mit einfachen, glatten Längskielen, die sich jedoch auch noch nahezu gänzlich verwischen können, so daß fast völlig glatte Formen resultieren. Kl. Kalmit, Neustadt, Königsbach, Herxheim a. B., Leistadt, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen. Mertesheim, Quirnheim, südlich Biedesheim, Lautersheim, Ottersheim, Harxheim und Umgebung, Albisheim, Gauersheim u. a.
 typische var. *intermedium* SDBGR.* Harxheim! Albisheim, Kindenheim.
 typische var. *Galeotti* SDBGR. Harxheim!
 der var. *pustulatum* SDBGR. sich nähernde Formen. Mertesheim! Harxheim!
 — (*Potamides*) *Larmarcki* BRONG. sp.* Kl. Kalmit, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen, Herxheim a. B., Mertesheim, Quirnheim.
 — (*Tympanotonus*) *submargaritaceum* AL. BRAUN. Kl. Kalmit, Herxheim a. B., Lautersheim, Quirnheim Ebertsheim, südlich Biedesheim, südlich Wachenheim, Immesheim, Albisheim, Harxheim.
Neritina pachyderma SDBGR. Kl. Kalmit, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen, Mertesheim, Quirnheim, Ottersheim, Harxheim, Albisheim.
 — *squamulifera* SDBGR. Harxheim!
 — cf. *fluviatilis* L. sp. Kl. Kalmit, südlich Mertesheim.
 — *callifera* SDBGR. Harxheim! — Kl. Kalmit, Kirchheimbolanden.
Litorina moguntina AL. BRAUN. Harxheim! Mertesheim!
 — *tumida* BOETTG. Harxheim! Mertesheim!
Rissoa sp. Kl. Kalmit.
Rapana (Ecphora) cancellata THOM. sp. var. *Heusleri* BOETTG. sp. Harxheim! Neustadt, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen, Mertesheim, Quirnheim, Lautersheim, Ottersheim.
Dorsanum laticosta SDBGR. sp. Harxheim! Albisheim.
Dreissensia Brardi FAUJ. sp.* Kl. Kalmit, Herxheim a. B., Leistadt, Neuleiningen, Mertesheim, Lautersheim, Harxheim, südlich Biedesheim u. a.
Pisidium sp.* Kl. Kalmit, Goldberg bei Quirnheim, Harxheim u. a.
Cyrena semistriata DESH.* Kl. Kalmit, Mertesheim, Kindenheim.

- cf. Psammobia sp.** Albisheim, Mertesheim.
*Panopaea sp.** Kl. Kalmit.
Corbulomya sphenioides SDBGR. Mertesheim!
 — *elongata* SDBGR. Harxheim, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen, Mertesheim!
Cytherea incrassata SOW. *var.** Kl. Kalmit, Neustadt, Mertesheim, zwischen Ebertsheim und Neuleiningen, südlich Biedesheim, Lautersheim, Harxheim.
 — *var. solida* SDBGR.* Östlich Lautersheim.
Mytilus socialis AL. BRAUN.* Mertesheim, zwischen Bubenheim und Harxheim.
 — *Faujasi* BRONG.* Harxheim.
Modiola angusta AL. BRAUN.* Westlich Grünstadt, Kindenheim, südlich Harxheim.
Modiolaria paradiscors nov. sp. Kl. Kalmit.
Pinna rugosa LUDWIG.* Leistadt, Zell.
Perna sp. (vgl. paläont. Teil). Sicher bestimmt: Harxheim! Mertesheim, Ilbesheim. (Bankbildend wahrscheinlich im ganzen Gebiet.)
Cypris agglutinans LIENENKLAUS.* Kl. Kalmit, Godramstein, Herxheim a. B., Dürkheim, Asselheim, Mannheim, Monsheim, Albisheim.
Balanus sp. Kl. Kalmit, Ebertsheim, Kindenheim, Mertesheim, Bubenheim, Harxheim.
Serpula sp. Kl. Kalmit.
Spirorbis sp. Ottersheim, Harxheim.
-
- Milioliden* (meist *Quinqueloculina sp.*). Kl. Kalmit, Godramstein, Neustadt, Mannheim, Gundheimer Hof bei Göllheim, Harxheim, Zell.

II. Die Fossilien aus den Corbicularschichten der Pfalz.

- Helix girondica* NOUL. Zwischen Rittersheim und Morschheim! Lautersheim, Kindenheim, Göllheimer Esper.
var. callosa BOETTIG. Zwischen Rittersheim und Morschheim!
var. carinata BOETTIG. Kindenheim.
-
- *moguntina* DESH.* Büchelberg, Appenhofen, Leistadt, Kallstadt, Göllheimer Esper, Kindenheim, Gauersheim, zwischen Rittersheim und Morschheim u. a.
 — *involuta* THOM.* Kindenheim.
 — *cf. phacodes* THOM.* Kindenheim.
Pupa (Torquilla) subvariabilis SDBGR.* Lautersheim, Kindenheim, Rüssingen (Kirchheimbolanden vgl. S. 45).
 — (*Pupilla*) *cf. quadrigranata* AL. BRAUN.* Lautersheim, Asselheim, Rüssingen.
Glandina inflata REUSS *sp.** Galgenberg.
-
- Planorbis cornu* BRONG. *var. solidus* THOM.* Bahnhof Dürkheim, Göllheimer Esper, Gauersheim, zwischen Rittersheim und Morschheim, Rüssingen (Kirchheimbolanden vgl. S. 45).
 — *declivis* AL. BRAUN.* Gauersheim.
 — *cf. declivis* AL. BRAUN. Rüssingen.
Limnaeus cf. subpalustris THOM.* } sehr schlechte Steinkerne bei Kirchheimbolanden (vgl. S. 45),
 — *cf. minor* THOM.* } von ersterem auch bei Rüssingen.
*Paludina sp.** (unbesimmbar). Leistadt.
Melanopsis callosa A. BRAUN. Maikammer! (Kirchheimbolanden vgl. S. 45), Pfeffingen bei Dürkheim (Bohrloch).
Neritina callifera SDBGR. Maikammer! Lautersheim, Kindenheim, Wachenheim, Bockenheim, nördlich Kirchheimbolanden, zwischen Rittersheim und Morschheim.
 — *fluvialis* L. *sp.* von LAUBMANN aus dem Pfeffinger Bohrloche angegeben.
Hydrobia ventrosa MONTF. *sp.* überall in Mengen, meist schichterfüllend (Maikammer!).
 — *var. elongata* A. BRAUN.* Nordwestlich Kindenheim.
 — *obtusa* SDBGR.* Maikammer, Dürkheim, Leistadt, Kallstadt, Kindenheim, Galgenberg. Wahrscheinlich noch viel häufiger, aber da die Schale fast stets fehlt, schwer zu erkennen.
 — *inflata* FAUJ. *sp.* Allgemein verbreitet, doch nie allein schichterfüllend. Neustadt, Leistadt-Kallstadt, östlich Tiefental, Mertesheim, Bockenheim, Lautersheim, zwischen Bubenheim und Kindenheim, Rüssingen, Albisheim, Gauersheim u. a.

Hydrobia aturensis NOUL. Sicher erkannt nur bei Büchelberg und westlich Grünstadt, wahrscheinlich häufig.

Cerithium plicatum BRNG. var. Zwischen dem Formenkreis der Varietäten *intermedium* SDBGR. *multinodosum* SDBGR. — *Galeotti* NYST und der var. *pustulatum* AL. BRAUN stehend. Neustadt, Dürkheim, Leistadt, Battenberg, Kerzenheimer Esper, Kindenheim, Rüssingen, zwischen Rittersheim und Morschheim.

typische var. *pustulatum* AL. BRAUN. Landau (Bohrloch)!

— *submargaritaceum* AL. BRAUN. Gauersheim, zwischen Rittersheim und Morschheim.

Pisidium sp.* Kindenheim, Asselheim.

Dreissensia Brardi FAUJ. sp. Büchelberg, zwischen Godramstein und Landau, Maikammer! Alsterweiler, Neustadt, Bahnhof Dürkheim, Leistadt-Kallstadt, östlich Tiefental, Kirchheim a. d. Eck, südlich Mertesheim, südwestlich Grünstadt, Lautersheim, nördlich Rodenbach, Kindenheim, Biedesheim, nördlich Zell, nördlich Kirchheimbolanden u. a.

Mytilus Faujasi BRONG.* Bahnhof Dürkheim, Leistadt, Wachenheim, Grünstadt, Kirchheim a. d. Eck, Kindenheim, Harxheim.

Corbicula Faujasi BRONG. Büchelberg, Neustadt, Leistadt-Kallstadt, Neuleiningen, östlich Tiefental! Lautersheim, Mertesheim, östlich Quirnheim, westlich Grünstadt, Kindenheim, Göllheimer Esper, südlich Harxheim, Albisheim, Bockenheim, nördlich Kirchheimbolanden, zwischen Rittersheim und Morschheim u. a.

— *donacina* AL. BRAUN. Südlich Harxheim.

Cypris agglutinans LIENENKLAUS. Büchelberg, Alsterweiler u. a.

Quinqueloculina sp. Landau (Bohrloch).

Nonionina sp. Landau.

Phryganeen-Gehäuse. Leistadt, Battenberg, Neuleiningen-Tiefental, südlich Mertesheim u. a.

Fischreste (Wirbel und Rippen). Alsterweiler-Maikammer, Neustadt, Bahnhof Dürkheim, Harxheim a. B., Grünstadt.

Crocodylus sp.,

Bruchstück der Panzerplatte eines *Emyden*,

Kieferfragment eines Nagers;

Zähne von *Palaeomeryx*

Aceratherium sp. Kerzenheimer Esper.

} Bahnhof Dürkheim.

III. Fauna der Hydrobienschichten der Pfalz.

Helix moguntina DESH.* Kallstadt, westlich Grünstadt, Galgen-, Gersten-, Kahlenberg, Sukopf u. a. (oft in sehr großer Menge).

— cf. *girondica* NOUL.* Gerstenberg, Kahlenberg.

Glandina inflata REUSS sp.* Kallstadt, westlich Grünstadt.

Hydrobia ventrosa MONTF. sp. In ungeheuren Mengen, meist schichterfüllend.

Dreissensia Brardi FAUJ. sp. Klein-Bockenheim.

Mytilus Faujasi BRONG. Bockenheim, Galgen- und Gerstenberg.

Phryganeen-Gehäuse. Bei Kallstadt, Galgen- und Gerstenberg, Kahlenberg u. a.

Vogelknöchelchen. Kallstadt.

Obige Listen bilden gewissermaßen die Quittung über meine Bestimmungstätigkeit, d. h. sie geben in ihrer Gesamtheit dem Paläontologen ein Verzeichnis der innerhalb des Kalktertiärs der Pfalz gefundenen Fossilien. Wenn aber der Stratigraph von ihnen Aufschluß über die Häufigkeit und vor allem über die ver-

tikale Verbreitung der einzelnen Formen innerhalb der verschiedenen Stufen verlangt, so lassen sie ihn im Stich. Man könnte z. B. nach ihnen sehr wohl erwarten, im Cerithienkalk in einer *Dreissensien*-Bank *Cyrena convexa* und *Cerithium Rahti* zu finden — in Wirklichkeit reicht *Cyrena convexa* eben noch in die Basis des Cerithienkalkes hinein, ist *Cerithium Rahti* auf dessen untere Hälfte beschränkt und treten die ersten *Dreissensien*-Bänke eben noch an der oberen Grenze gegen die Corbicularschichten auf. Es tritt eben hier die Tatsache scharf zu Tage, daß überall da, wo wir in Gebieten kontinuierlicher und gleichartiger Sedimentation auf Grund wesentlicher Änderungen in den Faunen stratigraphische Einheiten schaffen wollen, wir sie nur durch mehr oder minder künstliche Einschnitte abgrenzen können. Denn solche Änderungen betreffen doch nur in seltensten Fällen die Mehrheit der Organismen gleichzeitig. Bei den meisten Faunenänderungen erlöschen vielmehr die einen Formen früher, die anderen später, und es zeigen sich demzufolge die meisten Schichtkomplexe verbunden durch mehr oder minder breite Übergangszonen. Diese als solche in der stratigraphischen Nomenklatur auszuscheiden, ist unmöglich. Vielmehr sieht sich der Stratigraph genötigt, sie willkürlich durch einen Schnitt zu teilen. Dadurch geraten Formen, die in Wahrheit zur Tiergemeinschaft der vorangehenden Zeiteinheit gehören, in die Liste der darauffolgenden und umgekehrt. Einen solchen willkürlichen Schnitt stellt auch die Gegenwart dar, und die Zahl der Formen, die als Reste ehemaliger Faunen — in tiergeographischem wie in entwicklungsgeschichtlichem Sinne — in sie hineinragen, ist nicht klein. Wir nennen sie Reliktenformen. Sie stehen fremdartig in der heutigen Fauna und müssen aussterben oder sich anpassen, wenn die klimatische Entwicklung in gleichem Sinne fortschreitet.

Damit sind die beiden diagnostischen Merkmale der Reliktenformen ausgesprochen:

1. Sie stehen fremdartig dem Faunencharakter der betreffenden Zeiteinheit gegenüber.
2. Sie verschwinden mehr oder minder bald nach Beginn derselben, sofern sie sich nicht anzupassen verstehen.

Den Überresten einer veralteten Fauna am Beginne einer faunistischen Periode stehen häufig an ihrem Ende bereits die Vorläufer der neuen gegenüber. Man könnte sie *praevorse*¹⁾ Formen nennen.

Praevorse und relikte Formen verwischen das Bild der einheitlichen Fauna eines Zeitabschnittes und müssen daher ausgeschieden werden, will man ein solches gewinnen. Rationell sind aber nur solche stratigraphische Einheiten, die möglichst einheitliche Faunen umschließen; und zwar wird diese Forderung um so strenger, je höherer Ordnung die Einheit ist.

Wenn nun in jüngster Zeit die Frage wieder in den Vordergrund der Diskussion gerückt ist, wo die Grenze zwischen Miocän und Oligocän im Mainzer Becken zu ziehen ist, so kann sie meines Erachtens nur dann befriedigend gelöst werden, wenn man vor allem eine Einheitlichkeit des Charakters der durch die Grenze geschiedenen Faunen erstrebt. Einzelne Formen können und dürfen nicht als entscheidend betrachtet werden.

¹⁾ Aus euphonischen Gründen der gewöhnlicheren Form *praevervus* vorzuziehen (*praeverti* = *praevorti*: vorausgehen).

Es ist also Haupterfordernis, möglichst genau die vertikale Verbreitung der einzelnen Formen vergleichend und unabhängig von dem erst durch nachträgliche Abstraktion gewonnenen Stufenschema festzustellen.

Ich habe gerade in diesem Sinne bei meinen Aufsammlungen möglichst sorgfältig beobachtet und gebe statt langatmiger Bemerkungen in den Fossilisten in Taf. II Fig. VII eine tabellarische Übersicht meiner Resultate.

Eine solche Tabelle hat natürlich nur einen relativen Wert. Zum ersten ist sie das Produkt einer weitgehenden Verallgemeinerung. Die etwa 60—70 Fundplätze, die Fossilien geliefert haben, sind durchaus zufällig und sehr ungleich über das Gebiet verteilt, auch ist es oft schwer, ihre Höhenlage innerhalb einer Stufe genauer anzugeben. Die Zahl der ihrer Lage nach sicheren Funde ist daher relativ klein, und es wird die Tabelle im einzelnen mancher Verbesserung bedürfen.

Zum anderen ist die Zahl der für die Tabelle verwendbaren Arten sehr klein und weit davon entfernt, ein auch nur angenähert vollständiges Bild der Fauna zu geben. Die Erhaltungsbedingungen der allermeisten Fundplätze sind eben so ungünstig, daß alle empfindlicheren Reste vernichtet oder wenigstens unkenntlich sind und nur die häufigsten der widerstandsfähigeren Schalen wenigstens als Steinkerne regelmäßiger gefunden werden.

Beide Ursachen wirken gemeinsam auf eine Sichtung des Materiales hin. Es kommen uns überhaupt im allgemeinen nur noch die häufigsten Arten in die Hand. Sie aber geben gerade der Fauna ihr Gepräge. Während man sonst wohl leicht geneigt ist, ein zu großes Gewicht auf das „Noch-Vorkommen“ irgend einer selteneren Art zu legen, ist diesem Fehler hier zumeist dadurch vorgebeugt, daß man solche Arten einfach überhaupt nicht findet. Durch die tiefen Lücken der Faunen treten ihre Unterschiede nur um so plastischer hervor.

Während die selteneren Formen meist mehr oder minder sporadisch und lokal auftreten, blieben die ausschlaggebenden Faunenelemente stets auf größere Erstreckungen hin dieselben. Um sie für ein größeres Gebiet festzustellen, bedarf es daher nur der Durchforschung eines kleinen Teiles desselben. Darum dürfte meine Tabelle, wie wohl sie sich auf das strengste auf meine pfälzischen Funde beschränkt, doch im großen und ganzen auch Gültigkeit für das ganze Mainzer Becken gewinnen. Nimmt man z. B. aus der Fossiliste des Cerithienkalkes, die LEPSIUS 1883 p. 118 gibt, diejenigen Arten heraus, für die mehrere Fundorte genannt sind, so wird man finden, daß es genau dieselben sind, die mir aus meinem Pfälzer Materiale zur Aufstellung meiner Tabelle gedient haben.

Die Unterschiede, die die einzelnen Teile des Mainzer Beckens bieten, dürften bei gründlicher Feststellung wichtige Winke geben über die Verteilung der biotischen Verhältnisse. Leider liegen bis jetzt nur sehr zerstreute Bemerkungen vor. So hat STEUER besonders neuerdings auf das verschieden lange Ausharren der *var. pustulatum* in den Corbicularschichten hingewiesen; ebenso auf die Unterschiede in der Verteilung der Foraminiferen in jüngeren Tonen; *Dreissensia Brardi* reicht in der Gegend von Mainz bis in die oberen Hydrobienschichten hinauf u. s. f.

Zur Erläuterung der Tabelle diene folgendes:

1. Die vertikale Gliederung entspricht dem Schichtprofil (und damit der Zeitfolge).
2. Jeder der angeführten Arten ist eine Kolumne gewidmet.

3. Die Breite des darin eingezeichneten Streifens ist proportional gedacht der Zahl der Individuen in der betreffenden Schicht. Ein einfacher Strich deutet Seltenheit, Breiterwerden zunehmende Häufigkeit an. Bleibt beiderseits nur ein schmaler weißer Streifen unausgefüllt, so ist die Art sehr häufig, ohne aber die Schicht zu erfüllen (*Cerithien*, *Helix moguntina* in vielen Lagen der Hydrobienschichten). Bei Formen schließlich, die mit ihren Schalen und Schalentrümmern den wesentlichen Bestandteil einer Schicht ausmachen, ist die Kolumne ausgefüllt. (*Hydrobia ventrosa*, *Dreissensia Brardi*.) Lokale nicht der Regel entsprechende Vorkommnisse sind durch Schraffen angedeutet. (*Foraminiferen* in den Corbiculatonen des Landauer Bohrloches, ausgesprochen marine Formen an der Basis des Cerithienkalkes bei Harxheim.)

Die Tabelle zeigt auf das schlagendste, was so oft schon betont worden ist, daß die scharfe faunistische Grenze zwischen Cerithien- und Corbiculaschichten liegt. Dies gilt in gleichem Maße für terrestre wie für marine Formen. Es fragt sich nur, ob beide gleichwertig sind, wenn wir als dritte verwendbare Grenze die petrographische heranziehen, die durch das Auftreten einer kalkigen Fazies bedingt ist.

Cyrenenmergel und Cerithiensichten sind im randlichen Teile des Beckens aufs schärfste durch ihre petrographische Beschaffenheit geschieden. Die tonigen Absätze des Cyrenenmergels werden ersetzt durch Kalk. Wie ich später ausführen werde, fasse ich diese Kalke als Seichtwasserfazies auf. Der Übergang ist meist so rasch, daß er nur durch tektonische Veränderungen des Beckens, die negative Strandverschiebungen zur Folge hatten, erklärt werden kann. Mit dieser Annahme einer Verflachung der Beckenränder scheint allerdings die Tatsache im Widerspruch zu stehen, daß wir anfangs, d. h. im Cerithienkalk eine Zunahme der marinen Faunenelemente sehen. Diese könnte aber auf einer vorübergehenden Verbreiterung oder Vertiefung der Verbindung mit der See beruhen. Jedenfalls sehen wir aber innerhalb der gesamten Kalkserie die marinen Formen rasch aussterben. Es liegt also am nächsten, die Wandlungen der marinen Fauna in kausalen Zusammenhang mit den lokalen tektonischen Vorgängen des Mainzer Beckens zu bringen. Wir müssen sie also vorerst als unabhängig von den großen Faunenänderungen auffassen, die zu den Begriffen „Oligocän“ und „Miocän“ geführt haben. Mit anderen Worten: Daß die marine Fauna am Ende der Cerithiensichten erlischt, ist lediglich eine Folge jener tektonischen Verschiebungen, die wir vorderhand als lokaler Natur betrachten müssen, kann also nicht zu zeitlichen Vergleichen der Vorgänge in anderen Becken verwertet werden.

Anders verhält es sich mit der Landfauna. Sie wird in ihren Grundzügen durch lokale Einengung eines Meeresarmes und damit verknüpften Änderungen nicht beeinflusst werden.

Um so überraschender ist die Tatsache, daß wir einige Zeit nach jenen tektonischen Vorgängen eine grundsätzliche Änderung des Charakters der Landschneckenfauna sich vollziehen sehen. An die Stelle einer ausgesprochen subtropischen, bunten Landschneckengemeinschaft mit *Plebecula*, *Nanina*, *Strophostoma* als charakteristischen Vertretern, tritt eine von der heute noch überwiegenderen Gattung *Tachea* beherrschte Fauna, während jene Formen verschwinden.

Diese Änderung kann nicht auf lokalen Ursachen beruhen. Sie ist nur durch die Annahme durchgreifender Verschiebungen der bionomischen Verhältnisse zu verstehen. Ihre Bedeutung wird auch nicht vermindert durch die Tatsache, daß uns günstige Fundstellen reiche Faunen aus Corbicula- und Hydrobienschichten kennen lehrten, in denen viele Arten der Cerithiensichten wiederkehren. So reicht z. B. die in Hochheim so massenhafte *Helix deflexa* bis in die Hydrobienschichten hinauf! Das ändert aber nichts an der Tatsache, daß man in Budenheim a. Rh. Taschen voll *Helix moguntina* sammeln kann und ich in einem Mergelkalke am Büchelberg ihre Steinkerne sich fast berühren sah. Nach *Pl. Ramondi*, *Nan. stenotrypta*, *Strophostoma tricarinatum* u. a. sucht man vergebens. Ich halte darum vorderhand die alte, v. KOENEN'sche und BOETTGER'sche Gliederung für die am meisten berechnigte und bezeichne in dieser Arbeit die Schichten über dem Cerithienkalk als untermiocän.

b) Stratigraphische Übersicht.

1. Die im speziellen Teile aufgeführten Bohrungen bei Landau und Dürkheim, sowie gelegentliche Aufschlüsse (Maikammer, Meckenheim) zeigen, daß neben der

als typisch geltenden kalkigen Ausbildung der Corbicula- und Hydrobienschichten eine tonige Fazies besteht, wie sie weiter nördlich aus dem Rheintale und aus dem Untermaintale länger schon bekannt ist. Die Aufschlüsse und Bohrungen haben wie dort so auch hier noch nicht die den Cerithienschichten entsprechenden Ablagerungen erreicht, doch ist mit größter Wahrscheinlichkeit zu erwarten, daß sie ebenfalls als Tone ausgebildet sind.

Es empfiehlt sich, beide Fazien getrennt zu behandeln.

A. Die Kalkfazies

der Cerithien-, Corbicula- und Hydrobienschichten entspricht im großen ganzen sowohl nach ihrer petrographischen Beschaffenheit wie nach ihrem paläontologischen Inhalte völlig der Ausbildung im Tertiär Rheinhessens und im östlichen Teile des Mainzer Beckens (Hohe Straße, Offenbach).

a) Der Cerithienkalk.

Die Grenze gegen den Cyrenenmergel ist durch die Tongrube bei Leistadt aufgeschlossen; auch zeigen die Kalmitter Steinbrüche sowie eine ganze Reihe mehr oder minder günstiger Aufschlüsse (und Lesesteinfunde) die Schichten unmittelbar an der Basis des Cerithienkalkes.

Nirgends sind in der Pfalz Anzeichen für eine Diskordanz zwischen Cerithienkalk und Cyrenenmergel zu beobachten.

Vielmehr ist der Übergang der tonigen Stufe in die kalkige zwar rasch, aber kontinuierlich.

Die Leistadter Grube zeigt den petrographischen Übergang sehr gut. Die tonigen Bestandteile treten mehr und mehr zurück und werden ersetzt durch einen sehr feinkörnigen, glimmerführenden Sand und durch Kalk. Dadurch geht die graugrünliche Farbe über in eine gelbliche. Es zeigen sich bald konkretionäre Anreicherungen von Kalk, die rasch zu dem Überwiegen des Kalkes führen. Dann folgen die eigentümlichen Knollenkalke, die ich im Abschnitt 7b des näheren bespreche. Sie gehen bald über in den typischen Cerithienkalk, der hier noch häufig unregelmäßige Schmitzchen von Sand führt, von oft recht ansehnlicher Korngröße, strichweise sogar mit kleinen, weißen Kieseln. Doch reichert sich der Sand hier nie lagenweise an, daß er etwa zu einer Schichtung führte.

Die Knollenkalke habe ich nur an wenigen Stellen beobachtet. Dagegen scheint die Einlagerung von feinkörnigem Sande weitverbreitet, wenn nicht allgemein zu sein. So sind auch die tiefsten Kalke, die ich an dem Kalmit aufgeschlossen sah, sehr grobbankige, ungeschichtete Sandkalke, die neben dem sehr reichlichen feinen Sande viele *Milioliden*-Schälchen führen. Ganz dasselbe zeigen die Brüche des Steinberges. Nach Süden zu sind hierher gehörige mürbe Kalksandsteine und Sandkalke zwischen Ilbesheim und Goecklingen mehrfach angeschnitten. Bei Königsbach beobachtete GÜMBEL in der heute aufgelassenen Lettengrube einen mehrfachen Wechsel verschiedenfarbiger sandiger Kalke, die am Wilbertseck in Lesesteinen umherliegen. Bei Harxheim a. d. Pfrimm sind die tiefsten Cerithienschichten sandig-mergelig ausgebildet und beherbergen eine reiche Fauna, die ganz der von ZINNDORF¹⁾ beschriebenen Fauna des Offenbacher Cerithiensandes entspricht.

Es hat den Anschein, als sei diese Anreicherung von Sand an der Basis des normalen Cerithienkalkes mehr als nur eine zufällige, lokale Erscheinung. Ich

¹⁾ ZINNDORF 1895.

erinnere an die zuerst von C. Koch beobachtete „Schicht von ziemlich feinkörnigem Kieskonglomerat“¹⁾ an der Basis des Hochheimer Cerithienkalkes. Sie ist auf das schönste aufgeschlossen in dem Steinbruche, den man jenseits des Wickerbaches nach dem alten Kalkofen links der Straße von Flörsheim nach Hofheim trifft. Es ist ein sehr harter, klingender, hellgrauer Kalk, der in Form unregelmäßiger Einlagerungen groben Sand und Kies (bis 1 cm Durchmesser) führt. Nach Koch²⁾ schließt er schlechte Reste von Landschnecken ein, und BOETTGER hat darin fragmentäre Knochen, Zähne etc. von Wirbeltieren gefunden.³⁾

Bekannt und viel erörtert sind auch die mergeligen Sande und Sandkalke mit Kieslagen an der Basis des Cerithienkalkes der Tempelseemühle bei Offenbach a. M. Die schwach konvexe Oberfläche des unter dem Cerithienkalke gelegenen Tonkomplexes wurde als Beweis für die Unterbrechung der Wasserbedeckung in der betreffenden Landschaft zu Beginn der Oberoligocänzeit gedeutet. KINKELIN allerdings, der 1890 (l. c. p. 120) diesen Standpunkt vertreten hat, nimmt in seiner großen Arbeit über die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales jene Erklärung zurück. Er schreibt p. 100: „Es muß also jene Erscheinung nicht einer Abtragung zwischen Mittel- und Oberoligocänzeit zugeschrieben werden. Nicht unwahrscheinlich ist, daß sie durch das Ausweichen des durchfeuchteten plastischen Tones, der von mehrere Meter mächtigem Cerithienkalk belastet ist, nach den Seiten des Hügels bewirkt wurde. STEUER zeichnet in seinem Profil durch die Tertiärablagerungen des Mainzer Beckens, das er in dem Bericht über die 37. Versammlung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Offenbach a. M. 1904 p. 12 veröffentlichte,⁴⁾ die Auflagerung des Cerithienkalkes stark diskordant über dem Cyrenenmergel. Im Geologischen Führer durch das Großherzogtum Hessen p. 38 heißt es: „Es ist an vielen Stellen nachweisbar, daß der Ablagerung der Kalke eine nicht unbeträchtliche Abtragung des Cyrenenmergels vorausgegangen ist.“ Als Beweis wird besonders das Fehlen der im Offenbacher Hafen⁵⁾ so fossilreich und in der Tiefbohrung Brandsborn (s. unten) so mächtig angetroffenen Süßwasserschicht angesehen. Jedenfalls beweist diese im nördlichen Mainzer Becken so weit verbreitete Einlagerung von limnischen und fluviatilen Sedimenten, daß die Wasserbedeckung im Norden auf ein Minimum zurückging. Es mag dabei auch lokal zu einer Erosionswirkung gekommen sein. Bei Hochheim jedoch und vor allem im südlichen Teile, in der Pfalz, fehlt jede Spur einer Sedimentationsunterbrechung. Eine solche ist aber auch im Norden keineswegs allgemein nachzuweisen.

Die oben genannte Tiefbohrung des Offenbacher Gas- und Wasserwerkes⁶⁾ erschloß über der Süßwasserschicht des Cyrenenmergels 9 m mächtigen, stark tonigen, foraminiferenreichen Sand, dessen reiche Fauna ihn als den unteren Cerithien-schichten zugehörig erwies. Von Seckbach an⁷⁾ lassen sich etwa gleichaltrige Sande über Vilbel, Kleinkarben, Rendel, Griedel, Gambach, Rockenberg bis Münzenberg verfolgen. KINKELIN hat sie in mehreren Arbeiten ausführlich behandelt und

¹⁾ 1880 p. 19.

²⁾ p. 25.

³⁾ KINKELIN, Eine Episode . . . 1890 p. 119.

⁴⁾ Verbessert im „Führer“ 1911.

⁵⁾ ZINNDORF 1901.

⁶⁾ ZINNDORF 1895 p. 91 ff.

⁷⁾ KINKELIN 1890 („Eine Episode“) p. 110 (Schacht in der Nußgartenstraße).

sich der Ansicht KOCHS angeschlossen, daß diese Sande im wesentlichen den Ablagerungen alter Flußläufe entsprechen. Jüngst ist auch MORDZIOL dieser Anschauung beigetreten. Mir scheint aber die Tatsache, daß sich diese Sandeinlagerungen nicht auf gewisse Striche der Wetterau beschränken, sondern in immer weiterem Umfange von der Basis des Cerithienkalkes berichtet werden, immer mehr gegen jene Annahme zu sprechen. Denselben Zweifel hat jüngst STEUER ausgesprochen.¹⁾ Ein entscheidendes Urteil können erst zusammenhängende Spezialuntersuchungen fällen, die vor allem auch Rheinhessen einbegreifen, auf das sich wohl zumeist LEPsius' Angabe²⁾ bezieht, daß Quarzsande und Quarzsandsteine, wie sie die unteren Cerithienschichten Kleinkarbens darstellen, sonst in dieser Stufe im Mainzer Becken nicht vorkommen. Allerdings haben schon GROSS und WEINKAUFF³⁾ darauf hingewiesen, daß am Nordrande des rheinhessischen Plateaus, westlich von Nieder-Ingelheim und von Wackernheim-Heidesheim die tiefsten Schichten des Cerithienkalkes reichlich Sand führen; ja, nach STEUER⁴⁾ liegen sogar in einem kleinen Aufschlusse auf der Höhe westlich vor Heidesheim, in der Schafstrift, über dem Cyrenenmergel ca. 2 m feine, reine, weiße Sande und Kiese von wohlgerundeten, weißen Quarzgeröllen. Diese Ablagerungen schließen sich unmittelbar an die längst bekannten vielfachen Strandablagerungen des Taunusrandes an. Ich erinnere hier nur an die Bohrungen und Aufschlüsse in Wiesbaden, die REINACH identifiziert und in zwei Arbeiten beschrieben hat.⁵⁾

Die Kontinuität der Sedimentation äußert sich vor allem auch darin, daß der untere Cerithienkalk Bänke von *Cyrena semistriata* DESH. und *Balanus* enthält.

Auf diese innige Verknüpfung hat v. FRITSCH bereits 1872 aufmerksam gemacht.⁶⁾ Er hat, wie es scheint, als erster diese wichtige Schicht in dem Landschneckenkalk zwischen Flörsheim und Hochheim gefunden. Seine Angabe geht seither durch die Literatur. Ich weise aber darauf hin, daß diese Bänke noch immer sehr schön in einem alten Steinbruche jenseits der Wichher, rechts der Straße von Flörsheim nach Hochheim aufgeschlossen sind. Im nördlichen Mainzer Becken scheint dies bis heute die einzige Fundstelle geblieben zu sein.

Aus der Pfalz kenne ich *Cyrena semistriata* DESH. im unteren Cerithienkalk von dem Kleinen Kalmit, von Kindenheim und (in Steinkernen der Sammlung der Landesanstalt) von Mertesheim. Ich selbst habe sie in Mertesheim nicht gefunden. Dagegen steht die Bank sehr schön bei Kindenheim und an dem Kleinen Kalmit an. Es ist an beiden Plätzen eine einzige, wenig mächtige Lage im untersten Teile der Aufschlüsse, die die trefflich erhaltenen Abdrücke und Steinkerne in großen Mengen führt, genau wie in Flörsheim, so daß man mit Recht von einer *Cyrenen*-Bank reden kann.

Sie liegt schon etliche Meter über der Grenze gegen den Letten. Noch tiefer als sie liegt eine nicht minder charakteristische Schicht: die *Balanus*-Bank. Diese, schon in den Erläuterungen zu dem Blatte Speyer⁷⁾ erwähnte Fossilage scheint in der Pfalz weit verbreitet zu sein. An dem Kleinen Kalmit liegen in einer

¹⁾ 1909 („Gliederung“) p. 53.

²⁾ 1883 p. 116.

³⁾ 1865 p. 210.

⁴⁾ „Über Tertiär und Diluvium“ 1909 p. 39.

⁵⁾ 1890 und 1903.

⁶⁾ BOETTGER 1875 p. 55.

⁷⁾ GÜMBEL 1897 p. 23.

kreidig-mürben Kalkmergelbank zahllose Bruchstücke von *Balanus*-Schalen; nur selten findet man an der Grenze gegen den darüber liegenden fossilarmen Kalk vollständige Exemplare. In großer Ausdehnung läßt sich derselbe Horizont von Ebertsheim (am Gretenbrünnel) und Mertesheim über Kindenheim, Bubenheim gegen Harxheim zu verfolgen. Während die meisten dieser Fundorte reine *Balanus*-brekzien liefern, die oft fast ausschließlich aus Bruchstücken dieser Cirripediergehäuse bestehen, finden sich bei Kindenheim prachtvoll erhaltene, vollständige Gehäuse in großer Zahl. Sie liegen hier in einem kreidigen, knolligen Gestein, zusammen mit umkrusteten *Hydrobien* und schön erhaltenen *Cerithien*, schlanken Formen von *Cerithium plicatum* BRNG., zum Teil ohne Knoten, die ich zur *var. multinodosum* SDBGR. ziehe. Südlich Harxheim, in einem der Brüche auf der rechten Seite des Ammelbachtals, finden sich die *Balanus*-Schalen zusammen mit *Perna*-Bruchstücken.

Foraminiferen, stets Milioliden, lassen sich in den tieferen Bänken des Cerithienkalkes fast immer nachweisen, sobald das Material körnig wird. Ich betone aber ausdrücklich, daß diese *Foraminiferen*-Führung kein Charakteristikum des unteren Cerithienkalkes ist, sondern in noch reicherm Maße in seinen oberen Bänken sich geltend macht. An mehreren Stellen konnte ich auch in typischen Cerithienkalkstücken aus der Mitte der Stufe *Milioliden* konstatieren, so daß ich der Überzeugung bin, daß hier nur die Gleichartigkeit des Materiales ihre Erkennung erschwert oder vereitelt.

Über diesen charakteristischen Bänken baut sich der typische Cerithienkalk auf, meist undeutlich oder gar nicht geschichtet, oft sehr gut als Algensinterkalk ausgebildet oder kreidig-tuffig, gewöhnlich aber mehr oder minder hart, großluckig-porös. Meist sind die Kalke reich an unregelmäßigen Kalkbröckchen, Schalenstücken etc., die alle mehr oder minder stark von einer Kalkschlammkruste umhüllt sind. Nie habe ich aber im Cerithienkalk eine wohlgeschichtete Bank von typischem Oolith beobachtet, wie sie nachher für die jüngeren Schichten, besonders für den unteren Teil des Corbiculakalkes so überaus charakteristisch sind. Auch herrschen die hellen Farbentöne vor, gelblichweiß bis weiß, während ockerfarbene Bänke zu den Ausnahmen gehören, im Gegensatz zu den jungen Stufen.

Stellenweise sind die Kalke sehr hart, beim Anschlage klingend und dabei so gut wie dicht (vgl. S. 12).

Faunistisch ist im ganzen Gebiete der Pfalz, wie in Rheinhessen und dem Untermaintale, der untere Teil des Cerithienkalkes vor dem oberen durch das schöne *Cerithium Rahti* AL. BRAUN ausgezeichnet, dem sich bei Neustadt das sonst seltene *Cerithium arcuatum* SDBGR. in großer Zahl beigesellt. Dies ist auch sonst noch mehrfach im unteren Cerithienkalk nachgewiesen (südlich Ebertsheim, Mertesheim, Sandbrunnenhäuschen bei Marnheim, zwischen Rittersheim und Morschheim).

Durch den ganzen Cerithienkalk geht *Cerithium plicatum* BRNG. in einer großen Mannigfaltigkeit von Formen durch.

Die Landschnecken finden sich allenthalben eingeschwemmt, auch schon im Niveau der *Balanus*-Schicht, wie ich an dem Kleinen Kalmit erkennen konnte. Leider ist mir aus der Pfalz kein Fundpunkt bekannt geworden, der wie die Hochheimer Brüche aus mulmigem Kalke schöne Schalenexemplare der Landschnecken, besonders der kleineren Formen lieferte. Die einzige Stelle, wo ich aus ziemlich harten Kalken einige seltenere, kleine Formen mit kreidig erhaltener,

bei der Präparation aber stets zerfallender Schale gewinnen konnte, ist eine Kalkgrube beim Gundheimer Hof östlich Göllheim. Vielleicht, daß der Zufall hier einmal eine reichere Fauna zu Tage fördert.

Eine wesentlich abweichende Ausbildung zeigen die untersten Cerithien-schichten bei Harxheim. Wie ich auf S. 43 ausgeführt habe, sind hier die tiefsten Lagen sandige Mergel, voll von *Perna*-Bruchstücken und *Cerithien*. Ich ließ etwa 100 Schritte westlich des Bruches der Pfälzischen Kalkwerke, nur wenige Meter unterhalb seiner Unterkante, an einer geeigneten Stelle im Weinberge graben und schlämmte das so gewonnene Material aus. Ich erhielt folgende Formen:

Helix sp.

Hydrobia ventrosa MONTF. sp.

— *obtusa* SDBG.

— *aturensis* NOUL.

— *Dubuissoni* BOUILL.

— *aquitana* C. MAYER.

Neritina callifera SDBG.

— *squamulifera* SDBG.

— *pachyderma* SDBG.

Cerithium submargaritaceum AL. BRAUN.

— *Lamarcki* BRNG. sp.

— *plicatum* BRNG.

var. *intermedium* SDBG.

— *multinodosum* SDBG.

— *Galeotti* NYST.

} zum Teil mit verschwindenden
Rippen; durch vielfache Über-
gänge verbunden.

Litorina moguntina AL. BRAUN.

— *tumida* BOETT.

Stenomphalus cancellatus THOM. sp.

und var. *Heusleri* BOETT.

Dorsanum laticosta SDBG.

Cytherea incrassata SOW. var. *obtusangularis* SDBG.

Perna sp.

Quinqueloculina sp.

Spirorbis sp.

Die Ähnlichkeit dieser Fauna mit derjenigen, die ZINNDORF 1895 aus der Tiefbohrung des städtischen Gas- und Wasserwerkes bei Offenbach a. M. beschrieb, ist überraschend, wenn man von den dort eingeschwemmten Land- und Süßwasserschnecken absieht, von denen mir nur zwei unbestimmbare Bruchstücke zu Gesicht gekommen sind. ZINNDORF erwähnt *Hydrobia ventrosa* MONTF. sp. gar nicht, während sie bei Harxheim nicht minder häufig als die schöne *Hydrobia aquitana* C. MAYER ist; *Hydrobia Dubuissoni* BOUILL. ist die häufigste, *H. aturensis* NOUL. dagegen wie bei Offenbach die seltenste Art. Alle *Hydrobien* finden sich stets nur zerstreut und müssen Stück für Stück aus dem Schlämmrückstand ausgesucht werden. Die beiden *Litorinen* sind nicht selten und finden sich etwa in gleicher Individuenzahl. *Cerithium plicatum* ist in einer erstaunlichen Individuenzahl und Formenmannigfaltigkeit vertreten. Es herrschen die schlanken Formen der var. *intermedium* und solche, die ihr nahestehen, vor; weit seltener finden sich var. *multinodosum* und *Galeotti*, diese meist in auffallend kleinen Exemplaren, meist mit ziemlich glatter, skulpturloser Schale. Ein Stück zeigt noch Reste der ursprünglichen Zeichnung:

etwa parallel zu den Anwachsstreifen verlaufende braune Bänder. Besonders bemerkenswert sind kleine plumpe Exemplare mit breiten, flachen, mennigroten Knoten, die man zur *var. pustulatum* zu rechnen hat. Dieses unzweifelhafte Vorkommen gibt zu denken, da wir geneigt sind, die typische *var. pustulatum* als Leitfossil für Corbiulaschichten aufzufassen. Stücke von ganz gleichem Umrisse zeigen fast glatte Schale, entsprechend der alten *var. enodosa* SANDBERGERS. Sie sind die kleinsten Formen. *Cerithium submargaritaceum* findet sich in prachtvollen Exemplaren. *Cerithium Lamarcki* ist auch keineswegs selten und kommt in sehr großen Exemplaren vor. Neben den *Cerithien* fallen unter den Gasteropoden noch die *Neritinen* durch ihre Häufigkeit auf. Von *Neritina pachyderma* SDBGR. erhielt ich über 70 Exemplare, zum Teil sehr groß und schön erhalten, von *N. callifera* 21, zum Teil ebenfalls auffallend große und schöne Stücke. *N. squamulifera* ist dagegen seltener. Immerhin fand ich doch sieben Stück, die fast alle ihre reizende Zeichnung noch besitzen. *Dorsanum laticosta* SDBGR. ist relativ häufig. Ich fand fünf vollständige Exemplare und zwei Bruchstücke. Noch viel häufiger ist *Stenomphalus cancellatus var. Heusleri* BOETTG., während der Typus und vermittelnde Formen nur in einzelnen Exemplaren sich fanden. *Perna Sandbergeri* scheint hier wie im ganzen Cerithienkalk der Pfalz zu fehlen; alle Schloßbränder, die ich sah, gehören einer anderen, *P. Rollei* verwandten Spezies¹⁾ an.

Der große Steinbruch der Pfälzischen Kalkwerke zeigt, daß der offenbar durch stärkere Salzzufuhr bedingte Reichtum an *Perna* und *Cerithien*, besonders *Cerithium submargaritaceum* AL. BRAUN, hier durch den ganzen Cerithienkalk anhält. *Cerithium Rahti* AL. BRAUN habe ich im Bruche nicht finden können. Nach allen Beobachtungen scheint es die Lebensbedingungen, die *Perna* und *Cerithium submargaritaceum* verlangten, gemieden zu haben. Daß die Ursache hierfür wohl weniger im Salzgehalte zu suchen ist, scheint mir die Tatsache zu beweisen, daß z. B. *Pinna* und *Cerithium Rahti* zusammen sich finden, und daß schon in einem Umkreise von knapp 1 km typische, ungeschichtete, knollige Cerithienkalke, *Cer. Rahti* zum Teil in Menge führen, so nördlich bei Zell und südlich in den Gruben auf der rechten Seite des Ammelbachtals. Daß aber *Cerithium Rahti* eben diese ungeschichteten, sandfreien Kalke liebt, während die Kalke mit *Cerithium submargaritaceum* und *Perna* gerne lumachellenartig und oft sehr sandreich sind, läßt an einen Unterschied der Beweglichkeit des Wassers an den Standorten der beiden Formen denken.

Dieser Unterschied wurde aufgehoben zur Zeit des oberen Cerithienkalkes. Wir die sehen *Perna*-Bänke in ganz allgemeiner Verbreitung durch die ganze Pfalz hin im oberen Teile des Cerithienkalkes auftreten, von den sehr schönen Aufschlüssen des Kleinen Kalmit an bis hinauf zur nördlichen Landesgrenze. Schon vor den eigentlichen *Perna*-Bänken erscheint *Cerithium submargaritaceum* AL. BRAUN, wenn auch selten. Es wird erst in Gemeinschaft mit *Perna* häufig. Ganz gleich verhält sich *Stenomphalus*, der zwar durch den ganzen Cerithienkalk hindurchgeht, häufig aber nur zusammen mit *Perna* auftritt.

Für die *Perna*-Bänke ist ferner ein großer *Foraminiferen*-Reichtum charakteristisch. Es sind stets *Milioliden*, die oft in solchen Massen auftreten, daß man viele der Kalke mit Fug als *Milioliden*-Kalke bezeichnen kann.

¹⁾ Genaueres vgl. im paläontologischen Teil.

In dieses Niveau gehört auch das merkwürdige kleine *Modiolaria*-Bänkchen des Kleinen Kalmit mit

Modiolaria paradiscors nov. sp.

Rissoa sp.

Hydrobia sp.

Serpula sp.

Bei Leistadt und Zell finden sich im oberen Cerithienkalk große Exemplare von *Pinna*; und auf *Perna*-Schalen fand ich bei Ottersheim kleine *Spirorbis*.

Das sind alles ausgesprochen marine Faunenelemente, die wohl auf eine Zunahme des Salzgehaltes hindeuten.

Ich möchte hier darauf hinweisen, daß es nicht nötig ist, daraus auf eine Transgression, also Tiefenzunahme des Beckens zu schließen. Nicht die Tiefe des Beckens, sondern die Breite seiner Verbindung mit der offenen See scheint mir die wesentlichste Bedingung für eine Neubelebung seiner marinen Fauna zu sein.

Über den *Perna*-Bänken treten auch die ersten Dreissensienbänke auf, die, anfangs noch dünn und spärlich, rasch an Bedeutung gewinnen, um geradezu charakteristisch für die Corbiculaschichten zu werden. Auch *Hydrobia ventrosa* fängt an, Schichten zu bilden. Es stellen sich kleine Bänkchen voll *Pisidien* ein; und nahe der Grenze zum Corbiculakalk liegen die wenig verbreiteten Bänke mit *Modiola angusta*.

Schließlich tritt hier stellenweise in sehr großer Zahl *Neritina callifera* auf.

Besonders auffallend ist im ganzen Gebiete südlich der Marnheimer Bucht die großartige Zufuhr von Sand, die allenthalben meist dicht über den *Perna*-Bänken einsetzt und bei Neustadt bis in die Corbiculaschichten hinaufreicht. Es sind hier die obersten Cerithienschichten meist als Kalksandsteine, oft mit schönen Spaltfazetten ausgebildet. Sie zeigen einen steten Wechsel der Korngröße und des Verhältnisses von Kalk und Sand, so daß meist eine ganz vorzügliche Schichtung zustande kommt, im Gegensatz zu den klotzigen Kalksandsteinen des unteren Cerithienkalkes. Die einzelnen Bänke erreichen nur selten eine größere Dicke, so daß sie in kleinen Aufschlüssen ungeschichtet erscheinen, wie z. B. bei Leistadt, wo in diesen mächtigen Sandsteinbänken *Pinna rugosa* sich findet.

Die Regel ist ein rascher Wechsel der verschiedenen Schichten. Sie sind daher meist sehr gut dünnplattig ausgebildet, was sie zur Verwendung als Einfassungssteine etc. sehr geeignet macht. Daher werden sie vielerorts, je nach Bedarf, in ephemeren Gruben ausgebrochen. Solche zufällige Aufschlüsse, wie auch die von mir beschriebenen größeren Gruben und Stellen anstehenden Gesteins, zeigen stets jenen bunten Wechsel von oft sehr grobkörnigen und wieder sehr feinkörnigen Sandsteinen, denen graue sandarme oder sandfreie, meist sehr harte Kalkbänke und *Dreissensien*-Bänke eingeschaltet sind.

Zwischen Neustadt und Königsbach sind manche Bänke gespickt mit oft sehr groben Kieseln, meist Quarz und Quarziten, die dem Geröllhorizonte des Bunt-sandsteines entstammen. Besonders bemerkenswert sind aber auch relativ große, wohlgerundete Gerölle von Cerithienkalk, ja eines Kalksandsteines von ganz dem gleichen Habitus desjenigen, der die Gerölle birgt. (Wegen dieser interessanten Vorkommnisse vergl. S. 80.)

In der Marnheimer Bucht nimmt die Sandführung ab, ist aber noch immer vorhanden. In Lesesteinen konnte ich sie in der Umgebung von Mertesheim und

Harxheim verfolgen und habe schöne weiße Kalksandsteine mit *Cerithium plicatum* und *submargaritaceum* bei Marnheim und Kirchheimbolanden gesammelt.

Überall in diesem Sandsteine sind *Milioliden*-Schälchen nachweisbar, die sich oft sehr anreichern, wie in den Pernabänken. Sehr häufig findet sich *Cerithium submargaritaceum* AL. BRAUN neben *Cerithium plicatum* BRNG. var. und *Dreissensien*. Stellenweise finden sich *Cypris*-Bänke eingeschaltet, *Pisidien* erfüllen einzelne Schichten und nicht selten sind die Kalksandsteine gespickt mit schön erhaltenen Schalen von *Neritina callifera*. *Helices* sah ich nur zwischen Wollmesheim und Ilbesheim, in so schlechter Erhaltung, daß an eine Bestimmung nicht zu denken war.

Die Grenze gegen die Corbiculaschichten habe ich nirgends aufgeschlossen gesehen. Doch zeigt das sehr wichtige Profil bei Leistadt sowohl die Schichten dicht über wie dicht unter der Grenze. Wie ich bereits auf S. 30 beschrieben habe, tritt *Hydrobia inflata* da auf, wo die vorherrschenden Sandsteine verschwinden. Natürlich finden sich auch den Kalken mit *Hydrobia inflata* noch Sandsteinbänke eingeschaltet, wie auch einer der Kallstädter Brüche in ziemlich ungeschichtetem Kalke mit *Hydrobia inflata* große schmitzenartige Sandeinslagerungen aufweist. Immer aber treten hier die Sandsteinbänke hinter dem Kalk zurück, während die Serie vorherrschender Kalksandsteine stets unter den Kalken mit *Hydrobia inflata* und *Corbicula Faujasi* liegt. Da sie zudem häufig reichliche *Cerithien* führt, glaube ich das richtige zu treffen, wenn ich sie als die obere Grenze des Cerithienkalkes auffasse. Ich ziehe somit die Kalksandsteine des Kleinen Kalmit, der Umgebung von Godramstein, den größten Teil der Königsbacher Sandsteine etc. noch zum Cerithienkalk.

b) Der Corbiculakalk.

Wie aus meinen bisherigen Ausführungen bereits hervorgeht, haben meine Aufnahmen in der Pfalz mich zu ganz derselben Überzeugung geführt, die STEUER 1909 in seiner Arbeit über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens auf Grund eigener Beobachtungen und der älteren Literatur vertritt: daß „als das eigentliche Leitfossil der mittleren Etage“ *Hydrobia inflata* anzusehen ist (p. 50).

Corbicula Faujasi findet sich zwar am Büchelberg und dann nördlich der Queich bis hinauf zur Landesgrenze, stets aber nur in der unteren Hälfte des Corbiculakalkes, meist überhaupt nur in einer Bank von geringer Mächtigkeit. In vereinzelt Schalen habe ich sie nur selten und immer in der Nähe der Bank beobachtet, deren anscheinend auf weite Strecken gleichbleibende Mächtigkeit auffällt. Bei Kallstadt, östlich Tiefental, links der Straße von Neuleiningen nach Ebertsheim (dicht am trigonometrischen Zeichen), am Kerzenheimer und Göllheimer Esper, bei Mertesheim maß ich stets eine Mächtigkeit von etwa 0,30 m. Ob aber diese an sehr verschiedenen Punkten beobachteten Bänke untereinander zusammenhängen oder verschiedenen Horizonten angehören, vermag ich nicht zu entscheiden. Jedenfalls gehören sie alle dem unteren Corbiculakalk an und zwar nur einem beschränkten Teile desselben, so daß *Corbicula Faujasi* als diagnostisches Fossil nicht zu verwerten ist.

Von allgemein verbreiteten Fossilien kämen neben *Hydrobia inflata* nur noch *Dreissensia Brardi* und *Hydrobia ventrosa* in Betracht. Letztere schließt sich durch ihre weite Verbreitung im Cerithienkalk wie besonders in den nach ihr genannten Hydrobienschichten von selbst aus.

Dreissensia Brardi reicht zwar in der Pfalz nur wenig höher als *Hydrobia inflata* und ließe sich zur Abgrenzung der Stufe gegen oben sehr wohl verwerten, doch tritt sie unzweifelhaft noch im typischen Cerithienkalke schichtbildend auf, d. h. findet sich noch zusammen mit der typischen Landschneckenfauna dieser Stufe, wie ich an dem Kleinen Kalmit mehrfach feststellen konnte. Sie ist somit als Leitfossil auch nicht zu verwerten.

Hydrobia inflata dagegen tritt zusammen mit *Helix moguntina* und *girondica* da auf, wo die typischen Cerithienkalkformen verschwinden, und oft genug ist ihr Aussterben gleichzeitig mit einer deutlichen Gesteinsänderung verbunden, wenn nämlich ein reicher Wechsel der Gesteine der Corbiculaschichten den einförmigen Hydrobienschichten Platz macht, wie das Leistadter Profil und mehrere andere Aufschlüsse zeigen. Sie bewährt sich somit auch in der Pfalz als das gegebene Leitfossil der Corbiculaschichten. Um ihretwillen jedoch den Namen der Corbiculaschichten etwa durch „Schichten mit *Hydrobia inflata*“ ersetzen zu wollen, halte ich für überflüssig. Der alte Name ist eindeutig, zudem auch historisch und faktisch berechtigt und darum allgemein eingebürgert. So lange hundert andere, auf veralteten Voraussetzungen fußende Namen noch in unserer Wissenschaft den Dienst tun, mag auch er fortbestehen.

Petrographisch zeichnet sich der Corbiculakalk durch einen reichen und meist schnellen Wechsel verschiedener Gesteine aus, unter denen echte, wohlgeschichtete, oft recht grobkörnige Oolithe vorwiegen. Dadurch erhält der Corbiculakalk meist eine vorzügliche Schichtung, wie sie der Cerithienkalk nie zeigt. Die einzelnen Schichten sind häufig sehr gut planparallel entwickelt und meist recht dünn, so daß im allgemeinen schon der Anblick der vorwiegend plattigen Lesesteine Schichten über dem Cerithienkalke verraten. (Die Hydrobienschichten verhalten sich gleich.)

Geradezu charakteristisch ist die Vorliebe der dünnplattigen Kalkbänke über dem Cerithienkalke für dunklere Farbentöne, besonders Ockerfarben. Doch hindert das nicht, daß einzelne Bänke im Gegensatz hierzu oft geradezu blendend weiß sind.

Am typischsten sind die unteren Bänke des Corbiculakalkes ausgebildet. Sie bestehen fast stets aus schönen Oolithen im Wechsel mit oolithischen Kalken und *Dreissensien*-Bänken. Wie in der Frankfurter Gegend, sind diese Bänke meist ausgezeichnet durch einen auffallenden Reichtum an Fischresten. In dem Profil am Dürkheimer Bahnhof haben sie noch eine ganze Reihe anderer Wirbeltierreste geliefert. Die Fundstelle ist leider heute vermauert. Doch stehen sie nördlich davon vor dem Orte Leistadt an und führen auch hier Wirbel und andere Fischknochen.

In diesen tiefsten Bänken des Corbiculakalkes findet sich auch *Cerithium plicatum* BRNG. var. *pustulatum* AL. BRAUN. Es ist aber nur an der untersten Grenze noch einigermaßen häufig und wird rasch selten, um noch unterhalb der Corbiculabank zu verschwinden. Ich habe wenigstens nirgends in der Pfalz *Corbicula* und *Cerithien* beisammen gefunden, wie ich es in den schönen blauen Corbiculakalken Sachsenhausens schon als Junge gesehen hatte.

Noch rascher verschwindet *Cerithium submargaritaceum*, das ich aber immerhin noch zusammen mit *Hydrobia inflata* und *Dreissensia Brardi* an mehreren Punkten beobachtet habe, so am Gauersheimer Wingertsberg, am Heger Hof bei Marnheim (am Nordhange des Rüssinger Berges) und zwischen Rittersheim und Morschheim.

Cerithien sind also in der Pfalz in den Schichten mit *Hydrobia inflata* selten und stets auf deren untersten Teil beschränkt.

Während die *Hydrobien*-Bänke im unteren Teile des Corbiculakalkes noch zurücktreten, stellen sie sich bald in so überwiegendem Maße ein, daß man die Kalke der oberen Abteilung nur noch an ihrem Gehalt an *Hydrobia inflata* von den eigentlichen Hydrobienschichten unterscheiden kann.

Ihre ganze petrographische Ausbildung schließt sich auf das engste an die Hydrobienkalke an.

c) Die Hydrobienschichten.

Die Grenze der Corbicula- und Hydrobienschichten ist in einer ganzen Reihe von Aufschlüssen zu studieren: An der Straßenbiegung vor Leistadt, in den Brüchen bei Kleinbockenheim, auf dem Kahlenberge, an der Straße von Bubenheim nach Kindenheim und bei Albisheim.

Alle diese Profile zeigen, daß die oberste Stufe nur dadurch von der tieferen unterschieden ist, daß aus der Reihe der charakteristischen Fossilien *Hydrobia inflata* und gleich darauf auch *Dreissensia Brardi* ausscheidet. Es bleibt als Schichtbildnerin allein *Hydrobia ventrosa* übrig, die in geradezu ungeheuren Mengen den größten Beitrag zum Aufbau dieser Schichten liefert.

Daneben sind es meist ziemlich feinkörnige Oolithe und Detrituskalke, die jedoch wohl stets hinter den größtenteils oder fast ausschließlich aus (meist umkrusteten) Schälchen bestehenden Hydrobienbänken zurücktreten.

In manchen Aufschlüssen (z. B. Kallstadt, Bockenheim), ist die geringe Gliederung der *Hydrobien*-Kalkmasse auffallend und gibt ihr zum Teil das Aussehen eines Cerithienkalkaufschlusses.

Weit häufiger aber schalten sich zahlreiche, sehr dünne Tonlagen ein und schaffen eine ganz vorzügliche Schichtung der Kalke, wie sie viele der Aufschlüsse auf dem Galgen- und Kahlenberge, bei Rittersheim u. a. aufs schönste zeigen.

Hier finden sich lokal Bänke eines sehr großen *Mytilus*, den ich für identisch mit *Mytilus Faujasi* halte.

Fast überall in den Kalken ist *Helix moguntina* häufig, oft nesterartig in sehr großer Zahl auf engem Raume vereint. Sie, wie die viel seltenere *Helix cf. giron-dica* NOUL. sind stets nur als Steinkerne erhalten. Ebenso *Glandina*, die ich von zwei Fundplätzen erhielt.

Im Hydrobienkalke gelangen vor allem die stromatolithischen Bildungen zur Herrschaft, die zwar überall in der ganzen Kalkserie sich finden, nirgends aber in dieser Mannigfaltigkeit und oft überwucherndem Wachstum wie hier. Meist sind sie vergesellschaftet mit *Phryganeen*-Gehäusen und Anhäufungen anderer überkrusteter organischer Reste, denen sich oft in sehr großer Zahl *Helices* beimengen. Diese Massen bauen sich zu ungeschichteten, stockartigen Gebilden auf, die quer durch die Schichtung des umgebenden Gesteines hindurchsetzen, wie man es in den Kallstatter Brüchen und vielen anderen wunderschön aufgeschlossen sehen kann.

B. Die Tonmergelfazies der Corbicula- und Hydrobienschichten.

Die Bohrungen zu Landau (pag. 15), Maikammer (pag. 24), Dürkheim (Pfeffingen pag. 35) und Grünstadt (pag. 39) lehren, daß, wie in dem übrigen Mainzer Becken, auch in der Pfalz neben der kalkigen Ausbildung eine tonig-mergelige Fazies besteht.

Sie setzt sich zusammen (je nach dem Kalkgehalt) aus gelblichen bis grünen, grauen bis tiefschwarzen und zuweilen stark bituminösen Tonmergeln, oft mit reich-

lichen Sandeinlagerungen. Pyrit fehlt wohl nie. Über die Schwefelquellen und ihre Deutung als Äquivalente der „Grindbrunnen“ des nördlichen Mainzer Beckens vgl. pag. 25.

Charakteristisch für alle vier Bohrungen ist die mehr oder minder regelmäßige Einschaltung von Kalk- oder Kalkmergelbänkchen, meist von nur geringer Mächtigkeit, die in scharfem Gegensatze steht zu der Einförmigkeit der oligocänen Tonmergelkomplexe.¹⁾ Ein petrographischer Vergleich dieses zwischengeschalteten Kalkes mit demjenigen der kalkigen Fazies wäre von größtem Interesse gewesen, doch stehen mir leider keinerlei Proben zur Verfügung.

Aus den Tonmergeln sind folgende Fossilien bekannt geworden.

Aus dem Landauer Bohrloche:

Cerithium plicatum BRNG. var. *pustulatum* AL. BRAUN in seiner typischsten Gestalt mit breiten, schön mennigroten Knoten.

Schalentrümmer einer Muschel, wahrscheinlich *Dreissensia*.

Quinqueloculina, zwei Species.

Nonionina sp.

Von Maikammer, aus dem Anstehenden:

Melanopsis callosa AL. BRAUN.

Neritina callifera SDBG.

Hydrobia ventrosa MONTE. sp.

— *obtusa* SDBG.

Dreissensia Brardi.

Fischwirbel.

Aus dem Pfeffinger Bohrloche:

Melanopsis callosa AL. BRAUN.

Hydrobia ventrosa MONTE. sp.

Cerithium plicatum BRNG. var. *multinodosum* SDBG.

Aus dem Grünstadter Bohrloche wird nur *Hydrobia ventrosa* erwähnt, die allerdings lagenweise schichterfüllend auftrat. Man wird daher wohl GÜMBEL zustimmen, wenn er den gesamten damals durchteuften Schichtkomplex als „Litorinellschichten“ bezeichnete. Die Fossilien der übrigen Bohrungen sind charakteristisch für die Corbiculaschichten.

Das Vorkommen von *Foraminiferen* in dem Landauer Bohrloche kann nicht überraschen, nachdem STEUER solche in den Bohrlöchern bei Mettenheim (1905) und Pfeddersheim (1908, Bodenwasser) und in großen Mengen in einem Bohrloche zu Großkarben (1908) in gleichaltrigen Schichten nachgewiesen hat. Es liegt vielmehr die Vermutung nahe, daß die im Verhältnis zu ihrem Auftreten im Rupeltone immerhin seltenen Foraminiferen des Corbiculatones bisher übersehen wurden, wie es den Foraminiferen des Cerithienkalkes ergangen ist. O. BOETTGER erwähnt z. B. in seiner Arbeit über die Fauna der Corbiculaschichten (1876/77 p. 18) aus den dunkeln Tönen der Friedberger Warte bei Frankfurt *Quinqueloculina amygdalum* SDBG.²⁾ als „nicht selten“, und aus dem gleichaltrigen Letten der Bockenheimer Warte gibt KINKELIN 1892³⁾ eine *Lagena* sp. an, während SPANDEL 1892 allgemein für Corbiculaton Milioliden, Anomalinen und Textularien nennt.

¹⁾ Vergl. die im Cyrenenmergel niedergebrachten Bohrungen bei LAUBMANN 1868, z. B. auf pag. 131 u. a.

²⁾ Vgl. SANDBERGER 1863 p. 447.

³⁾ Senck. Ber. p. 44 Anm.

Besonders auffallend ist die große Mächtigkeit dieser Tonmergel.

Obenan steht das Grünstadter Bohrloch, in dem man rund 150 m Hydrobienschichten durchsank. Im Pfeffinger Bohrloche durchteufte man 70 m miocänen Letten. Die erste Bohrung der Landauer Aktienbrauerei zeigt in einer Mächtigkeit von 80 m denselben Wechsel von Kalk und Ton, der kaum anders als zur selben Stufe gehörig gedacht werden kann.

Das sind Mächtigkeiten, die weit über die der Kalkfazies hinausgehen, die wir zu 40—50 m für Corbicula- + Hydrobienschichten veranschlagen dürfen.

Sie stehen aber keineswegs allein da.

Bei Großkarben bohrte man nahezu 50 m in Mergeln mit eingeschalteten Kalkbänken, mit *Hydrobia inflata*, *cerithien* und *Foraminiferen*.¹⁾ Das Bohrloch am Seedamm bei Homburg v. d. Höhe durchteufte etwa 78 m grauen und blauen Ton und Mergel mit Zwischenlagern von Kalkstein und Quarzsand, zuoberst mit *Hydrobien*, in größerer Tiefe mit *Cerithien*.²⁾

Die oberen Tertiärschichten der Hohen Straße nehmen gegen Südwest, gegen Frankfurt, rasch an Mächtigkeit zu und bestehen hier vorwiegend aus Letten.

Der Brunnen der Brönnerschen Fabrik zwischen Frankfurt und Bockenheim durchteufte von 6,00 bis 100,39 m Inflaten- und Hydrobienschichten.³⁾ Die flachlagernden Schichten des Frankfurter Hafens waren in einer Mächtigkeit von etwa 40 m aufgeschlossen und im Bohrloche in der Untermainanlage oberhalb des Nizzagartens durchsank man 50 m Untermiocän ohne KINKELINS Schicht „*cer.*“ der Hafengruben zu erreichen.⁴⁾

In dem Bohrloche der Gebrüder Becker in der Mauerstraße (Alicebad) zu Darmstadt traf man graue und schwarze Letten mit den typischen Versteinerungen der Corbiculaschichten in 65 m Mächtigkeit.⁵⁾

LEPSIUS wies darauf hin, daß dies das Drei- bis Vierfache der Durchschnittsmächtigkeit sei, und wollte sie durch eine Steilstellung der Schichten an der nahen Verwerfung gegen den Granit erklären. Die Neigung der Schichten müßte 60° betragen, damit ihre wahre Mächtigkeit der Hälfte der scheinbaren entspreche.

Eine so bedeutende Neigung von Tertiärschichten ist mir am ganzen Hardt- und Odenwaldrande nur von einer einzigen Stelle bekannt geworden, dem Belzbuckel bei Großsachsen, wo die mitteloligocänen Tone am Granit geschleppt sind und eine Neigung von 55° aufweisen.⁶⁾ Nun könnte unser Fall tatsächlich mit diesem verglichen werden, da nach LEPSIUS (l. c. p. 9) ja auch hier die Verwerfung gegen den Granit sehr nahe, nämlich nur einige 40 m östlich des 215 m tiefen Bohrloches vorbeizieht.

Bedenkt man jedoch, daß der normale Fallwinkel der Tertiärschichten Großsachsens 12° beträgt,⁷⁾ daß dieselben Schichten am Hubberge bei Wein-

¹⁾ STEUER 1908 p. 56/57.

²⁾ FR. ROLLE 1877 p. 776 und FR. KINKELIN 1892 p. 151. Bemerkenswert ist, daß die Schichten zwischen 16 und 17 m Tiefe reich an Quarzkörnern waren. Schicht Nr. 8 war „weißer, reiner Quarzsand, fast nur aus kantigen Quarzkörnern (3/4—1 mm).“ KINKELIN bemerkt dazu l. c. p. 41: „Schichten von der Gesteinsbeschaffenheit von Schicht 8 und 9 sind mir im Untergrunde Frankfurts noch nicht vorgekommen.“

³⁾ KINKELIN, 1885 Senck. Ber. p. 168 1892 p. 40.

⁴⁾ KINKELIN 1885 p. 199.

⁵⁾ R. LEPSIUS 1890 p. 5 und 6.

⁶⁾ W. FREUDENBERG 1906.

⁷⁾ C. FUTTERER p. 6.

heim 35°¹⁾ die Meeressande vom Essigkamm bei Heppenheim 20° Einfallen zeigen,²⁾ ja, daß gar nicht weit nördlich von Darmstadt am Karlshofe, auch nahe der Verwerfung dieselben Corbicularschichten nur eine Neigung von 10° bis 25° zeigen, so wird man mit der Annahme abnormer Steilstellungen vorsichtig sein müssen.

Auch STEUER³⁾ nimmt Steilstellung zu Hilfe zur Erklärung einer Mächtigkeit von 170 m für Hydrobien- und Cerithienschichten zusammen, die das 350 m tiefe Bohrloch an der Pfrimm westlich Pfeddersheim (in Rheinhessen) antraf.

Auch hierfür wie für die 150 m der Grünstadter Bohrung gilt ganz das gleiche. Wo wir längs des Hardtrandes Schrägstellung der Tertiärschichten beobachten, beträgt sie selten mehr als 25°.

Eine gewisse Sicherheit gibt aber erst ein Überblick über alle genannten Bohrungen. Sollte ein unglücklicher Zufall es gewollt haben, daß alle bis jetzt in miocänen Letten niedergebrachten Bohrungen in ungewöhnlich steilgestellte Schollen geraten wären?

Mir scheint vielmehr aus der Gesamtheit aller dieser Bohrungen hervorzugehen, daß tatsächlich die Tonmergelfazies die kalkige wesentlich an Mächtigkeit übertrifft.

Ehe ich hierfür eine Erklärung zu geben versuche, will ich kurz auf die Tektonik des Pfälzer Tertiärs eingehen.

6. Bemerkungen zur Tektonik des Tertiärs.

Die Schichten des Tertiärs streichen längs des Gebirgsrandes in relativ schmalen Zonen derart aus, daß die ältesten im allgemeinen dem Gebirgsrande am nächsten liegen und ebenewärts die jüngeren dem Alter nach sich streifenförmig anlegen, d. h. sie fallen meist mehr oder minder stark vom Gebirge weg.

In günstigen Aufschlüssen ist vielfach diese Neigung der Schichten direkt zu sehen und zu messen. So zeigen die Kalksandsteine nordöstlich der Kapelle auf dem Kleinen Kalmit ein Fallen von 20°; unterhalb der Straße von Gimmeldingen nach Königsbach sieht man wenig jüngere Kalksteine mit 25° Ostwärtsfallen; in der Grube bei Leistadt zeigen die Letten eine Neigung von etwa 15°, die Kalksandsteine, Corbicula- und Hydrobienkalke unmittelbar vor Leistadt eine Neigung von 25—30°; die Corbicularschichten in dem ehemaligen Aufschlusse am Dürkheimer Bahnhofs zeigten ein Ostfallen von 20° u. s. f.

Man hat in der älteren Literatur diese Schichtneigung im großen und ganzen als primäre Anlagerung an den steilen Gebirgsrand aufgefaßt. Die Profile von LAUBMANN⁴⁾ geben z. B. diese Auffassung wieder, und LASPEYRES sagt wörtlich⁵⁾: „Hebungen und Senkungen von nachweisbarer Bedeutung während und nach der Ablagerung des Tertiärs . . . haben an der Hardt nicht stattgefunden.“

Auch GÜMBEL scheint diese Anschauung vertreten zu haben; denn er bezeichnet in den Erläuterungen zu dem Blatte Speyer⁶⁾ die steile Neigung der Cerithien- und Corbiculabänke, wie sie zwischen Neustadt und Haardt seinerzeit aufgeschlossen waren, als „ganz besondere Lagerungsverhältnisse“.

¹⁾ W. SCHOTTLER Blatt Viernheim (Käfertal) 1906.

²⁾ C. CHELIUS Erl. z. Bl. Zwingenberg-Bensheim 1896.

³⁾ 1908 (Bodenwasser) p. 4.

⁴⁾ 1868.

⁵⁾ 1867 p. 920.

⁶⁾ 1897 p. 65.

Die andere Erklärungsmöglichkeit wäre die tektonische, wie sie für die Pfalz z. B. THÜRACH in den Erläuterungen zu dem Blatte Mannheim-Ladenburg¹⁾ ausgesprochen hat.

Die Entscheidung zwischen diesen beiden Erklärungen wird erschwert durch folgende Überlegung:

Die Schichten des Tertiärs sind in einem Gebiete starker, dem Meereseinbrüche unmittelbar vorausgehender tektonischer Störung abgelagert. Ihre Unterlage wird also sehr ungleichmäßig gestaltet sein, und wir werden uns die primäre Lagerungsform der Tertiärschichten durchaus nicht vorzustellen haben etwa nach Art der marinen mesozoischen Sedimente Mitteldeutschlands, sondern gleichzeitig auf Horsten und in tiefen Gräben.

Ein sehr anschauliches Beispiel analoger Sedimentationsverhältnisse aus der Gegenwart gibt die Arbeit von JOH. WALTHER über die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel.²⁾ Über dem langsam gegen Süden sich senkenden Meeresgrunde der Nordwestecke des Golfes von Neapel erheben sich zwischen Ischia und dem C. Posilipo sieben Untiefen sehr verschiedener Größe, die WALTHER als Vulkanruinen auffaßt, und deren größte, die Secca, ihm das Material zu seinen Untersuchungen geliefert hat. Sie erhebt sich über einem Sockel von einer durchschnittlichen Tiefe von 120 m in raschem Anstiege bis zu zwei Gipfeln von 45 und 50 m Wassertiefe. Auf diesem submarinen Rücken liegt bis zu Tiefen von 75 m neben reichlichem Mineralsande — dem Produkte der Zerstörung der Tuffelsen und Laven der Secca — nahezu die Hälfte der Seccaoberfläche bedeckend, ein organischer Kalksand, „Muschelsand“, der seine Entstehung, wie WALTHER sehr schön experimentell nachgewiesen hat, „wesentlich der Tätigkeit von muschelknackenden Krebsen und Fischen mit breiten Kauzähnen verdankt“ (p. 39). Unterhalb, etwa 50—100 m Tiefe, wird der ganze Boden des Golfes von einem sehr feinkörnigen grauen Schlamm bedeckt, der mit seiner Fossilarmut in schroffem Gegensatz zu der Überfülle organischen Lebens der „Taubenbank“ steht.

Wir sehen hier eine Erscheinung in der Gegenwart verwirklicht, mit der der Tertiärgeologe im Mainzer Becken unbedingt wird zu rechnen haben: Gleichzeitige Sedimentation auf Untiefen und in Senken. Zugleich lehrt uns diese Secca, daß durch die wesentlich verschiedene Wassertiefe eine große fazielle Verschiedenheit auf engem Raume bedingt sein kann, wie sie vielleicht in analoger Weise im Gebiete des Mainzer Beckens sich findet.

Aus solchen Unregelmäßigkeiten der Unterlage ließen sich vor allem die großen Schwankungen der Meereshöhe desselben stratigraphischen Horizontes erklären, wie sie im vorderpfälzischen Hügellande allgemein sind. Zum Beispiel trifft man die Corbiculaschichten bei Appenhofen rund 5 km vom Gebirgsrande entfernt in etwa 150 m Höhe im Tale ausstreichen; auf dem Kleinen Kalmit, in ca. 2¹/₂ km Entfernung vom Gebirgsrande, müssen sie höher als 269 m gelegen haben; nordöstlich des Steigerter Hofes bei Frankweiler — kaum 1 km vom Gebirgsrande — sammelt man typische Dreissensienkalke am Gehänge des Haimbachtälchens in etwa 250 m Höhe, bei Landau liegt derselbe Horizont über 100 m tiefer u. s. f.

Wenn so die Schwankungen der Höhenlage desselben stratigraphischen Horizontes nicht oder nur in beschränktestem Maße zur Feststellung tektonischer Stö-

¹⁾ 1. Aufl. 1898.

²⁾ Anhang zu den Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. 1910.

rungen innerhalb des Tertiärgebietes verwendet werden können, so gilt das gleiche von den Schichtneigungen. Denn wir müssen ja wohl mit primären, submarinen Böschungen von 20° rechnen.¹⁾

Nun finden sich aber unzweifelhafte Schichtstörungen; so z. B. starke Zerrüttung, große Klüfte und Miniaturverwerfungen in größeren Aufschlüssen wie z. B. an dem Kleinen Kalmit; muldenförmige Verbiegungen der Schichten wie bei Kallstadt; Neigungen von 30° und 45° wie z. B. bei Leistadt über der Straßenbiegung; ja, sogar ein kleiner Kesselbruch, wie ihn das von Leistadt ostwärts ziehende Tälchen darstellt, wo in dem Steinbruche die einzelnen Hydrobienkalkschollen ein Fallen von $20-25^{\circ}$, 30° , ja 50° zeigen.

Zur Erklärung dieser Fälle könnte man lokal wirkende Ursachen, besonders „Unterwaschung“ heranziehen, wie z. B. GÜMBEL in seiner Geologie v. Bayern p. 1037 schreibt: „Die stellenweise beobachtete Schichtneigung dürfte von Unterwaschungen und Abrutschungen abzuleiten sein.“

Dagegen wende ich ein, daß ich mit einer Ausnahme nirgends, besonders nicht gegen die Lettengrenze zu, irgend ein Anzeichen verstärkter Auslaugung bemerken konnte, so daß es mir scheint, als greife man zu leicht zu diesem bequemen Erklärungsmittel. Die Lösung des Kalkes durch vadose Gewässer dürfte vielmehr bei einem derart zerklüfteten und porösen Gestein in der ganzen Masse ziemlich gleichmäßig vor sich gehen. Die einzige Stelle, die auf lokalisierte, stärkere Auflösung und nachträglichen Kalkabsatz hinzuweisen scheint, ist Keßlers Kalkbruch nördlich Godramstein, wo die tiefsten unter tonigen Bänken liegenden bräunlichen Kalke derartig grobbröcklig ausgebildet sind, wirt durchzogen von kalkspatbekleideten Hohlräumen, daß kaum eine andere Erklärung möglich sein dürfte.

Aber gerade daß diese Ausbildung hier so deutlich ist, im übrigen aber davon nichts bemerkt wird, während starke Zerrüttung, Miniaturverwerfungen u. dergl. ganz allgemeine Erscheinungen sind, dürfte wohl zu Gunsten allgemeiner tektonischer Störungen ausgelegt werden.

Die Ansicht von der gestörten Lagerung des vorderpfälzischen Tertiärs erhält ihre eigentliche Stütze durch eine Diskussion der Verhältnisse bei Battenberg.

In den Berichten des Oberrhein. Geol. Vereins hat REIS²⁾ ein Profil durch die Höhe von Battenberg gezeichnet im Maßstabe von 1 : 12500 (nicht 50000, wie irrthümlicherweise angegeben ist). Hart am Fuße des Anstieges zur Battenberger Höhe, keine 300 m entfernt, trifft man überall die Lesesteine von oberem Cerithienkalk und Corbiculakalk. Ja, etwas nördlich, bei Kleinkarlbach, liegen tief im Tale, in einer Höhe von nur ca. 165 m, oberer Corbiculakalk und Hydrobienkalke.

Es fragt sich, welche Erklärung diesem Profile gerecht wird. Für eine ursprüngliche steile Böschung zur Oligocänzeit fehlen alle Anzeichen. Vielmehr liegen Gerölleinlagerungen in den Meeressanden, dicht am Steilhange, annähernd horizontal.

Eine nacholigocäne Verwerfung liegt also sicher vor. Durch eine vormiocäne Verwerfung wären aber die lockeren Sande in das Niveau des Wellenschlages gekommen und müßten bei der steilen Böschung in die auf der tiefergelegenen Scholle sich bildenden Kalke geschwemmt worden sein. Davon ist aber nichts zu bemerken. Vielmehr stimmen diese Kalke in der petrographischen Ausbildung so vollständig mit denen der Battenberger und Neuleiningener Höhe überein, daß wir

¹⁾ cf. WALTHER. Einleitung in die Geologie als histor. Wissenschaft. Jena 1893/94. Teil III. Lithogenesis der Gegenwart. p. 634 ff.

²⁾ 1910 p. 25.

annehmen müssen, daß sie unter wesentlich gleichen petrographischen Verhältnissen entstanden seien.

Es bleibt dann allein die Annahme einer nachmiocänen Absenkung des rheintalwärts gelegenen Tertiärs.

Sie wird noch durch andere Tatsachen wahrscheinlich gemacht. So gibt REIS a. a. O. S. 27 eine Zeichnung der prachtvollen Durchsinterungsbänder, die unterhalb der Burg Neuleiningen in feinen, von einigen Geröllstreifen durchzogenen Meeressanden sichtbar sind. Das Vorgreifen der Lösung in den Geröllbändern und das Zurückbleiben in den feineren Sandschichten hat unregelmäßig halbkreisförmige Sinterfiguren geschaffen, aus denen sich die Bewegungsrichtung der Lösungen bestimmen läßt. REIS spricht selbst seine Verwunderung darüber aus, daß diese hier merkwürdigerweise vom Hange gebirgswärts gerichtet sei.¹⁾

Das erklärt sich aber ohne weiteres, wenn wir uns das Tertiär des Vorlandes erst in relativ junger Zeit abgesenkt denken an denselben Spalten, die vorher den aufsteigenden Lösungen als Kanal dienten. Diese Annahme findet eine Bestätigung in den Worten von REIS S. 27 a. a. O.: „Ich halte diese Durchsinterungserscheinung für eine Folge eines viel jüngeren Vorganges, da die Zwischenräume zwischen den schwachen Bändern viel völliger enteisent, fast weiß sind; sie stammen offenbar aus der Zeit des Absatzes der weißen Sande und der Hettenleidelheimer Tone, welche stellenweise in noch größerer Höhe in der Nachbarschaft auftreten.“

Schließlich spricht für eine jugendliche Absenkung die sonst ganz unerklärte, auffallend geringe Abtragung der doch ganz lockeren Meeressande am Steilhange. Oder sollte dieselbe Denudation, die im Süden an Schwarzwald und Vogesen und im Norden am Vogelsberge solch eine gewaltige Abtragungsarbeit geleistet hat, in derselben Zeit nicht imstande gewesen sein, jenen Wall lockeren Sandes wegzuschaffen?

Etwa 1 km nördlich von Neuleiningen verliert der Gegensatz zwischen Randgebirge und abgesunkener Tertiärscholle an Schärfe, und man beobachtet, daß dort am Gebirgshange Tone und Meeressande scharf an jüngeren Tertiärkalken abschneiden. Auf der Karte äußert sich das, wie bereits auf S. 39 erwähnt, als ein lappenförmiges Vorgreifen der Tertiärkalksignatur gegen Osten, das schon die Karte von LAUBMANN (1868) verzeichnet. Es läßt sich dies Lagerungsverhältnis nur durch Längs- und Querbrüche erklären, an denen das Tertiär von dem Plateau gegen die Rheinebene niederbricht.

In ihrer Gesamtheit geben diese Erscheinungen uns die Berechtigung, die vor dem Battenberger und Neuleininger Tertiärplateau liegenden Tertiärkalke als abgesunkene Bruchstücke desselben zu betrachten.

Sie liegen aber gerade an der Grenze des nordpfälzischen Tertiärplateaus und der vorderpfälzischen Hügellandschaft. Auf der Höhe oben dehnt sich das Plateau nach Norden; durch eine Verwerfung von beiläufig 100 m versenkt, breitet sich in der Tiefe die gesunkene Scholle aus. Nach Norden läßt sich der Bruchrand noch weithin verfolgen, worauf soeben auch REIS²⁾ aufmerksam gemacht hat. Diese Bruchstufe kennzeichnet die zwischen ihr und dem Rheine gelegene Tertiärfläche als gesunkene Scholle.

¹⁾ Im Texte sind die Worte „außen“ und „innen“ offenbar durch ein Versehen vertauscht. Man vergleiche auch die Pfeilrichtung in der Zeichnung.

²⁾ 1910 p. 55.

Daß sich ihr gleichwertig, als vielfach zertrümmerte und unregelmäßig ver­stürzte Reste des Kalkplateaus die ganze südliche Kalkhügellandschaft angliedert, erscheint ungemein wahrscheinlich, zumal auch südlich Battenberg, bei Leistadt-Kallstadt die Verwerfung zwischen Buntsandstein und Kalktertiär unzweideutig zu sehen ist.¹⁾

Es spricht dafür noch eine weitere Erwägung. Das relativ häufige Vor­kommen von Geröllen, von Sand, gelegentliche Abdrücke von schilfartigen Pflanzen und die so häufigen deutlichen Anzeichen von rollender Bewegung aller losen Gegenstände lassen die Tertiärkalke als Seichtwasserbildungen erscheinen. Nun geht die petrographische Übereinstimmung der typischen Bänke aller drei Stufen des Kalktertiärs, der Oolithe der unteren Corbicularschichten, der Dreissensienbänke, der Hydrobienschichten, so weit, daß Handstücke aus beiden Gegenden sich in nichts unterscheiden. Diese Gleichartigkeit der petrographischen Fazies setzt un­bedingt Gleichartigkeit der bionomischen und petrogenetischen Verhältnisse voraus. Zu diesen gehört aber — vor allem bei solch ausgesprochenen Seichtwasser­bildungen — unbedingt gleiche Meerestiefe. Es ist nicht vorauszusetzen, daß bei einem Unterschiede von 100 m Wassertiefe die gleiche fazielle Ausbildung anhält. So groß mußte aber an vielen Stellen die Differenz sein. Vielmehr weist die petrographische Beschaffenheit des gesamten linksrheinischen Kalktertiärs auf eine einheitliche Entstehung in annähernd gleicher Meerestiefe hin.

Wir kommen so zu der Auffassung, daß die unregelmäßige Hügellandschaft ihre Entstehung einem nachtertiären Absinken des Tertiärs an alten Randspalten seine Entstehung verdankt. Dabei soll der Ausdruck „Absinken“ nur die relative Höhenverminderung gegenüber dem in ursprünglicherem Lageverhältnis zum vor­tertiärem Gebirge befindlichen Plateau bezeichnen. Ich selbst neige der von STEINMANN und GRAEFF,²⁾ LEPPLA,³⁾ THÜRACH,⁴⁾ SALOMON,⁵⁾ WERVEKE⁶⁾ u. a. vertretenen Anschauung zu, daß es sich in Wirklichkeit um ein Zurückbleiben in der Hebung der gesamten mittelhheinischen Gewölbe handelt. Doch soll diese Frage hier nicht angeschnitten werden.

Diese tektonische Auffassung des vorderpfälzischen Tertiärs gibt uns zugleich die einfachste, vielleicht sogar einzig stichhaltige Erklärung für manche auffällige Züge in der morphologischen Gestaltung des Gebietes.

So dürften die gegen die Ebene gerichteten auffälligen Steilhänge der Tertiär­platte zwischen Herxheim a. B. und Kallstadt, ebenso bei Königsbach gegen Gimmel­dingen zu, kaum anders als durch jugendliche Abbrüche zu erklären sein.

Auch den charakteristischen Steilabfall des Kleinen Kalmit gegen Westen deute ich als bedingt durch eine Verwerfung, die die Kalke des Kalmit neben ältere Tone gebracht hat. Die Denudation hat später die Kalkmasse als Härtling herauspräpariert.

Man könnte ja daran denken, daß bei einem Ostfallen des gesamten Schichtkomplexes die höher liegenden Teile des Cerithienkalkes rascher abgetragen worden seien als die tiefer gelegenen und dann an der Kalk-Mergelgrenze die kleinen Quertälchen die Steilstufe geschaffen hätten.

Dem entgegen ich folgendes.

¹⁾ Vgl. REIS l. c. 1910 p. 52.

²⁾ 1890 p. 136.

³⁾ 1893 p. 77.

⁴⁾ Erl. z. Bl. Mannheim-Ladenburg d. geol. Spezialkarte d. Großh. Baden. 1. Aufl. 1898 p. 4.

⁵⁾ 1901, 1903.

⁶⁾ Siehe Literatur-Verzeichnis.

1. Wir haben den tektonisch analogen Fall am Falkenberg östlich Hochheim, der an seinem Südostabfalle zum Maintale die berühmten Landschneckenkalkbrüche trägt. Jene Kalke bilden die tiefstliegende Ecke der südostfallenden Flörsheim-Igstädter-Cyrenenmergelscholle, die an dem merkwürdig schmalen Rupeltonstreifen Flörsheim-Wicker-Wallau-Breckenheim um mehr als 75 m abgesunken ist.¹⁾ Hier findet sich keinerlei Stufenbildung zwischen Cyrenenmergel und Cerithienkalk. Man überschreitet vielmehr die Grenze unmerklich, wenn man von Hochheim auf der Straße nach Flörsheim geht, wiewohl der — rein tektonische²⁾ — Steilabfall gegen die Mainebene sehr wohl die Bildung subsequenter Seitentälchen begünstigt hätte. (Dagegen fließt der Wickerbach allerdings von der ost-west verlaufenden Verwerfung südlich der Weidenmühle bis zur Annakapelle annähernd entlang der Grenze im Streichen (vgl. Blatt Hochheim d. geol. Spezialkarte v. Preußen 1880).

An sich hat natürlich dieser Vergleich keine Beweiskraft, da allein die strukturellen Unterschiede der Gesteine hier und dort groß genug sein könnten, das abweichende Verhalten zu erklären.

2. Wahrscheinlicher wird die Annahme einer tektonischen Ursache des Steilabfalls des Kleinen Kalmit bei einem Vergleiche mit der nächsten Umgebung.

Einen nicht weniger auffallenden gebirgswärts gerichteten Abfall bietet der Mergelhang des Setzberges bei Goecklingen. Zieht man vom Westhange des Kleinen Kalmit eine Gerade zum entsprechenden Hange des Setzberges, so verläuft sie etwa N. 20 O.; die entsprechende Hauptverwerfung am Gebirgsrande zwischen Eschbach und Birkweiler streicht etwa N. 18 O. Dieser Parallelismus gewinnt an Bedeutung durch die Tatsache, daß in der Verlängerung dieser Linie am Nordhange des Rosenberges im Queichtale der Keuper abschneidet. Ich will auch auf das eigentümliche Knie des Aalmühlbaches hinweisen. Die Aalmühl fließt anfangs in geradem Verlaufe gegen Südosten. Da, wo die eben besprochene hypothetische Linie ihren Lauf kreuzen würde, wendet sie sich schroff um 90° gegen Südwesten, um schließlich im südlichen Verlaufe bei Goecklingen in den Kaiserbach zu münden.³⁾ In der Verlängerung ihres Oberlaufes zieht aber mit leichter Umbiegung gegen Nordosten ein breites Tälchen zwischen den hohen Rücken südlich Ilbesheim und dem Setzberg (Flehnsberg) gegen Wollmesheim hin, das heute trocken liegt. Die Wasserscheide zwischen dem Oberlauf der Aalmühl und diesem Trockental ist so niedrig, daß man sie kaum merkt, bis man den Bach im Tale vermißt.⁴⁾ Natürlich kann hier auch eine Anzapfung vorliegen. Aber das Zusammentreffen mit einer hypothetischen Störungslinie rechtfertigt doch wohl die Vermutung, daß junge geringfügige Schollenbewegungen Ursache der Ablenkung seien, um so mehr, als nach der neuesten Auflage von Regelmanns geologischer Übersichtskarte von Württemberg und Baden nur wenig südlich eine Erdbebenherdlinie durchzieht.

3. Am Steinberge, nördlich der Straße Ilbesheim-Arzheim, ist die Verwerfung direkt zu sehen, da hier, offenbar durch eine kleine Querverwerfung von dem Kleinen Kalmit getrennt, der Cerithienkalk so tief liegt, daß er offensichtlich unter dem sehr nahen, von GÜMBEL sogar als Septarienton gedeuteten Lettenaufschluß liegt.

4. Schließlich erklärt sich das auffallend steile Ostfallen der Kalke und besonders Kalksandsteine der Westwand des Kleinen Kalmit bei meiner Annahme sehr leicht als Schleppungserscheinung. Daß diese Neigung primär sei, wie man sie in der Randzone beckenförmig gelagerter Sedimente erwarten müßte, davon kann bei der etwa 2 $\frac{1}{2}$ km betragenden Entfernung vom Gebirge keine Rede sein.

Einstweilen nur der Kuriosität halber will ich erwähnen, daß die Verbindungslinie der am weitesten in die Rheinebene vorgeschobenen Tertiärvorkommnisse — Landau und Appenhofen — wieder ungefähr dasselbe Streichen N. 18 O. aufweist.

Wer trotz dieser Argumente die primäre Lagerung der Kalmiterkalke verfechten will, wird doch wenigstens nordwestlich des Kleinen Kalmit bei Birkweiler den nachtertiären Graben von recht bedeutender Sprunghöhe anerkennen müssen, auf den Herr Dr. Borzong gelegentlich der Tagung des Oberrheinischen Vereines 1910 aufmerksam gemacht hat.

Im Orte Birkweiler steht an mehreren Orten ein fast ganz aus stromatolithischen Sinterbildungen bestehender Kalk an, der auch den Häusern gegenüber dem alten Friedhofe bis hinunter

¹⁾ KINKELIN 1892 p. 25.

²⁾ l. c. p. 172.

³⁾ Sehr schön ist dieser Verlauf auf Blatt 7 (Landau) der Karte des Pfälzer Waldes (1 : 50 000) zu erkennen.

⁴⁾ Auf der ebengenannten Karte ist an dieser Stelle die Schraffur entschieden zu stark. Die ungewöhnliche Flachheit der Wasserscheide tritt sehr gut auf der Karte 1 : 25 000 hervor (Nr. 68, Blatt Annweiler).

zum alten Schulhause als Fundament dient. Sehr schöne Stücke dieses Kalkes voll der schönsten Stromatolithen kann man in den Weinbergen unmittelbar südöstlich des Ortes sammeln. Hier fand ich darin vereinzelt auch *Cypris cf. agglutinans* LIN. Nördlich läßt er sich bis gegen den neuen Friedhof zu verfolgen.

Die ganze petrographische Beschaffenheit des Kalkes deutet auf jüngeres Kalktertiär hin. Aber selbst wenn wir es mit Cerithienkalk zu tun hätten, wäre seine Lage im Verhältnis zu der Lagerung der Kalke an dem Kalmit zu tief, da wir bei primärer Lagerung jener Kalke doch ein Ansteigen gebirgswärts anzunehmen hätten. Die Kalke bei Birkweiler liegen etwa in 200—220 m Höhe bei einer Entfernung vom Gebirgsrande von kaum 1 km, während die obersten Cerithienkalke auf dem Kleinen Kalmit bei einer Entfernung von 2,5 km vom Gebirgsrande noch in 269 m Höhe liegen! Sehr schön tritt dies Verhältnis auf dem Profil von Herrn Dr. Borzone 1910 p. 63 hervor. (tk bei Birkweiler im Gegensatz zu Kl. Kalmit!)

Schließlich fügt sich unsere tektonische Auffassung des vorderpfälzischen Hügellandes in eine Kette ähnlicher Erfahrungen im übrigen Oberrheintale. Die Lagerung des jüngeren Tertiärs bei Darmstadt und Bruchsal, die neueren Aufnahmen im Gebiete des Vogelsberges, vor allem die zahlreichen Arbeiten KINKELIN über die Tektonik des Untermaingebietes, haben uns die weite Verbreitung nachmiocäner Störungen gelehrt. KINKELIN konnte sogar eine Schollen-Karte der Gegend zwischen Taunus und Spessart entwerfen.¹⁾ Ferner hat die Untersuchung der diluvialen Ablagerungen des Mittelrheingebietes das langsame Einsinken des mittleren Rheintales zur Diluvialzeit, Schritt für Schritt durch Aufschüttung ausgeglichen, zur Gewißheit gemacht, was um so weniger verwunderlich erscheinen kann, als nach GUTZWILLER²⁾ ja die letzte Faltung des Jura jünger als Oberpliocän ist. Schließlich zeigen die immer wiederkehrenden Beben,³⁾ z. B. von Basel, Straßburg, Karlsruhe, Kandel (Pfalz) und besonders des tektonisch so verwickelten Gebietes der Rhein-Mainmündung, daß die tektonischen Vorgänge heute noch andauern.⁴⁾

Diesem Bilde gliedert sich unsere tektonische Auffassung des Hügellandes organisch an. Über den Gebirgsrand bei Battenberg verlängert sich die Rheintalverwerfung noch weit nach Norden. Westlich von ihr liegt die in gewissem Sinne noch dem „Gebirge“ angehörige Tertiärplatte; östlich die unregelmäßige Schollenlandschaft, hier auf der linken Rheintalseite weniger versenkt als auf der rechten.

Zum Schlusse sollen die unterscheidbaren Perioden tektonischer Störung aufgezählt werden, soweit sie sich aus den pfälzischen Aufschlüssen ergeben.

I. Vor-mitteloligocäne Störungen.

1. Im Ecktale, weniger als 2 km von Neuleiningen entfernt, liegt auf der linken Talseite eine schmale Scholle Muschelkalk. Bei Neuleiningen, übergreifend bis ganz in die Nähe des Muschelkalkes, liegt Meeressand transgredierend über Oberen Hauptbuntsandstein, Carneolkonglomerat und Zwischenschichten, ohne irgendwelche Anzeichen von der Nähe einer Muschelkalkstufe.

2. Etwa 4 km südlich Dürkheim liegt westlich Forst zwischen dem bekannten Basalt und mittlerem Hauptbuntsandstein eingeklemmt eine kleine Scholle von Muschel-

¹⁾ KINKELIN 1889 und 1892.

²⁾ Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. naturf. Gesellsch. Basel X, p. 628.

³⁾ Vgl. die Erdbebenkarte Südwestdeutschlands in den Erläuterungen zu der 8. Aufl. d. Geol. Übersichtskarte von Württemberg und Baden von C. REGELMANN, Stuttgart 1911 und R. LANGENBECK, 1892 l. c.

⁴⁾ Vgl. auch W. SPITZ, Über jungdiluv. Erdbebenspalten im Neckarschuttkegel bei Heidelberg. Verh. Naturh.-medic. Ver. 1908 N. F. IX. Bd. 2./3. Heft. Ebenso W. SALOMON, Ber. Oberrh. geol. Ver. 1909 S. 9 und H. THÜRACH 1909 (Bl. Heidelberg) S. 75.

kalk, die Vertreter aller drei Stufen auf engstem Raume umfaßt. REIS, der in den Berichten des Oberrhein. Geol. Ver. 1910 diesem Vorkommen ausführliche Bemerkungen widmet, weist mit Recht hin auf die nahe genetische Beziehung zu der winzigen Muschelkalkscholle hart am Gebirgsrande bei Neustadt, wo oberer und mittlerer Muschelkalk austreicht. Daß Schollen solch geringer Ausdehnung um mehrere hundert Meter — für die Forster Scholle berechnet REIS ca. 350 m — eingesunken sind, d. h. bei solch geringer Masse die Reibung zu überwinden imstande waren, läßt sich nur durch randliches Einbrechen in klaffende Spalten verstehen, woraus sich auch ihre ganz abnorme Lagerung erklärt. Bei Neustadt liegt dem Muschelkalkfetzen vorgelagert noch eine schmale Scholle von entfärbtem oberem Hauptbuntsandstein. Alle bisherigen Erfahrungen — ich nenne nur die Tatsache, daß ca. 15 km nördlich, bei Leistadt, die Gerölle des oligocänen Strandwalles auf unterem Hauptbuntsandstein liegen und man ca. 15 km südlich, bei Frankweiler, das Oligocän auf Buntsandstein auflagernd erbohrt hat — sprechen dagegen, daß über dem Buntsandstein bei Forst wie bei Neustadt zur Zeit der mitteloligocänen Meerestransgression noch die gesamte Muschelkalkserie sich befand. Vielmehr spricht alles dafür, daß die Verwerfung bereits ziemlich ausgeglichen war, also vor die allgemeine Einebnung des Gebietes fällt.

3. In weitestem Maße gilt diese Überlegung für das Albersweiler Bruchfeld. Hier tritt im Talgrunde bei Albersweiler Gneis und in breitester Ausdehnung das Rotliegende zutage. Die Höhen ringsum — der Hohenberg mit 552 m und der Orensberg mit 581 m — werden vom Unteren Hauptbuntsandstein (Trifelschichten) gekrönt. Das Bruchfeld davor aber zeigt ein buntes Mosaik von Nodosuskalk, Lettenkohle, Unterem Gipskeuper, Schilfsandstein, Berggippschichten, Steinmergelkeuper, ja sogar unterem Lias und vielleicht noch Schichten des mittleren und oberen.¹⁾ Kaum 1 km weiter nördlich hat man das Oligocän auf Buntsandstein in 294 m Tiefe²⁾ getroffen. Das oberflächlich ausstreichende Oligocän — Meeressande, Konglomerate und vor allem Tone — transgrediert unzweideutig über Keuper und Lias,³⁾ wie man auch weiter südlich, zwischen Ranschbach und Leinsweiler, erkennen kann. Das heißt aber, die Verwerfungen innerhalb der Keuperserie, gegen den Lias und gegen den Muschelkalk, müssen als solche schon vorhanden und schon ausgeglichen gewesen sein, als durch weiteres Niederbrechen an den alten Spalten die Rheintalsenke in das Niveau des Meeres gelangte.

Diese Überlegungen lassen sich wahrscheinlich auch für die Schollen zwischen Klängenmünster und Bergzabern sowie bei Weißenburg durchführen. Ich kenne sie aber zu wenig aus eigener Anschauung, als daß ich darauf eingehen möchte.

Wir haben also eine erste Störungsperiode, der Verwerfungen von sehr beträchtlicher Sprunghöhe angehören, die das mitteloligocäne Meer bei seiner Transgression ausgeglichen vorfand.

Das setzt eine größere allgemeine Einebnung voraus, auf die längst hingewiesen ist.⁴⁾ Sie äußert sich in der Tatsache, daß man, von Norden gegen Süden fortschreitend, die Oligocänbildungen auf immer jüngeren Schichten aufgelagert findet, von den Sericitschiefern des Rheingaus und den geglätteten und mit Austernbänken beklebten Porphyrfelsen Rheinhessens bis hinunter zum Weißen Jura im

¹⁾ C. RENZ, Zur Geol. d. südöstl. Rheinpfalz. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905 p. — 574 —.

²⁾ Vgl. S. 21.

³⁾ Cf. hierzu auch KESSLER, l. c. p. 35 u. 36.

⁴⁾ Cf. LEPSIUS 1885 p. 88.

Sundgau.¹⁾ Aus ihr erklärt sich auch die auffallende Tatsache, die sich in der Verbreitung und Zusammensetzung der mitteloligocänen Gerölle der Umgebung von Wiesloch in Baden²⁾ äußert, daß die große Zabern-Langenbrückener Senke zwar im tektonischen Sinne schon vorhanden war, nicht aber im morphologischen. Denn für ein einstiges Übergreifen der Tertiärbildungen in das Gebiet der Senke fehlt jedes Anzeichen.³⁾

Diese Einebnung dürfte wohl die südliche Fortsetzung der großen Einebnungsfläche des Rheinischen Schiefergebirges darstellen, die E. KAISER⁴⁾ als „ein Produkt wesentlich subaërischer Abtragung aus dem den miocänen Krustenbewegungen vorangegangenen Teile der Tertiärperiode“ auffaßt. Auch dort ist ja die Annahme bedeutender vortertiärer tektonischer Störungen nicht zu umgehen.

II. Mitteloligocäne Störungen.

Als solche bezeichne ich die Summe von Verwerfungen, die jene Krustenbewegungen des gesamten Mittelrheingebietes begleiteten, die es unter das Niveau des mitteloligocänen Meeresspiegels brachten.

Daß sie längs einer schon vorher gelockerten Zone erfolgten, scheint sich aus dem eben Gesagten zu ergeben.

Sie müssen ein recht bedeutendes Ausmaß erlangt haben. Die Küstenfazies, Sande und Gerölle, ist im allgemeinen auf einen schmalen Streifen an den Rändern der Ebene beschränkt. Weiter hinein werden die Oligocänschichten durch ein förmige Mergel und Tone vertreten.

Wie diese die unausgeglichenen, eben gebildeten Verwerfungen des Untergrundes aufzufüllen bestrebt waren, zeigt uns sehr hübsch das Eistal bei Mertesheim.

Von Asselheim herkommend zieht sich am nördlichen Talgehänge, zum Teil in nackten Felswänden entblößt, oberer Buntsandstein hin, überlagert von etwas Meeressand, darüber als Terrasse angedeutet Ton, dessen geringe Mächtigkeit auffällt, seinerseits wieder überlagert von dem an einer Stelle ebenfalls felsbildenden Cerithienkalk.

Noch vor Mertesheim bricht die Felswand des Buntsandsteins plötzlich ab. Sofort erweitert sich das vorher enge Tal und in gleichmäßiger Böschung zieht westlich davon das Nordgehänge zum Tal nieder, ganz aus oligocänen Tonen bestehend, „Cyrenenmergel“, die hier ein Vielfaches ihrer Mächtigkeit auf dem Buntsandstein aufweisen. Daß es sich hier wirklich um eine „Auffüllung“ handelt, beweist die Art und Weise der Überlagerung durch das Kalktertiär, das sich ganz gleichförmig als Platte über die ganze aufgefüllte und so verebnete Unterlage legt.

Es wird sich somit aus der Unebenheit der Unterlage die sehr wechselnde Mächtigkeit der oligocänen Tone erklären.

Daß die Tiefe des Meeresarmes gegen Norden abnahm, äußert sich darin, daß sich hier in weiter Verbreitung von Rheinhessen quer ins Untermaintal hinüberziehend wiederholt Seichtwasser- und sogar Ablagerungen des süßen Wassers einschalten (Schleichsande, „Süßwasserschichten“), die in der Pfalz zu fehlen scheinen.

¹⁾ FÖRSTER 1905.

²⁾ VAN WERVEKE 1897 p. 52.

³⁾ Hieraus glaubte SAUER (Erl. Bl. Neckargemünd 1898) schließen zu müssen, daß das Rheintal älter als die Kraichgauerensenke sei (p. 14).

⁴⁾ E. KAISER, Die Entstehung des Rheintales. Verh. Ges. Deutsch. Naturforscher u. Ärzte. Köln 1908.

Aus diesem ungestörten Hinüberstreichen hat KINKELIN¹⁾ gefolgert, daß eine größere Depression zwischen Rheinhessen und Untermaingebiet in damaliger Zeit noch nicht vorhanden gewesen sein könne.

Zugleich erklären sich diese Schwankungen ohne weiteres aus der Fortdauer der Bewegungen, die die Differenz zwischen Mitte und Rändern des Grabens zu verstärken strebten.

III. Nach-mitteloligocäne — vormiocäne Störungen.

Im südlichen Rheintale ist diese Störungsepoche besonders auffallend durch starke Eruptionen basaltischer und phonolithischer Gesteine, die sich zwischen den vielfach zertrümmerten und mehr oder minder stark abgesenkten Tertiärschollen den Weg bahnten, diese in gleicher Weise wie ihre mesozoische Unterlage metamorphisch verändernd.

Sie bedeutet zugleich die Trockenlegung des Gebietes nördlich bis etwa zur Linie Karlsruhe—Weißenburg; denn man sucht südlich von ihr vergeblich nach Cerithien-, Corbicula- und Hydrobien-Schichten.

Diese zeitliche Verknüpfung macht es wahrscheinlich, daß es ebenfalls tektonische Vorgänge waren, die im nördlichen Becken die fazielle Gliederung zur Folge hatten, d. h. der ungemein weit verbreiteten Lettenfazies eine Kalkfazies zugesellten.

Vergleichen wir die Art und Weise des Auftretens beider. Der Kalk tritt meist in landschaftlich ausgeprägten Formen auf, er liegt relativ hoch und bildet einzelne Hügel oder Plateaulandschaften. Der Letten liegt in den zwischen jenen sich dehrenden, mehr oder minder niedrigen und flachen Landschaften unter der Diluvialdecke, oft näher der Oberfläche, als man anzunehmen geneigt ist. Er bleibt nur wegen seiner unauffälligen Lagerung unaufgeschlossen und wurde daher bis in die jüngste Zeit in seiner Bedeutung verkannt.

Diese Lagerungsweise könnte rein zufällig durch tektonische Zerstückelung bedingt sein. Sie gewinnt aber an Bedeutung in Verbindung mit der oft das dreibis vierfache der kalkigen Fazies messenden Mächtigkeit der lettigen Fazies. Besonders auffallend ist der Unterschied bei Frankfurt, wo KINKELIN schon 1885 (p. 174) für die Tonschichten „Senkung während²⁾ ihrer Ablagerung“ annahm. Dieselbe Annahme müssen wir auch für die große Mächtigkeit der jüngeren Tertiärtone und -mergel in der Pfalz machen.

Dadurch gliedert sich aber die Unterlage des jüngeren Tertiärs in Schollen, die weniger sinken, vielleicht gar als Horste stehen bleiben, und andere, die in stetem Sinken begriffen sind. Die letzteren sind die Gebiete der Tonfazies, die ersteren die der Kalkfazies.

Betrachtet man die typischen Verbreitungsbezirke der Kalkfazies näher, so findet man, daß sie sich eng an die Rand„gebirge“ anschließen. In Rheinhessen hat es keiner allzugroßen Störungen bedurft, um an mehreren Stellen die rotliegende Unterlage zu entblößen, und das Niederbrechen randlicher Teile des Kalkplateaus beweist uns, daß dieses die — wohl anzunehmende — Hebung des Gebirges³⁾ mitmacht, also mehr diesem als der ständig zurückbleibenden Mitte zuzurechnen ist. Für das vorderpfälzische Hügelland ergibt sich das aus dem Gesagten ohne weiteres.

¹⁾ KINKELIN 1892 p. 193.

²⁾ Von KINKELIN gesperrt.

³⁾ Vgl. aber KRANZ, Centralbl. Neues Jahrb. f. Mineral. etc. 1911. Nr. 8, 11, 12.

Das zweite Gebiet kalkiger Ausbildung des jüngeren Tertiärs zieht von Sachsenhausen—Offenbach über die Hohe Straße gegen Vilbel zu. Das ist aber die unmittelbare Fortsetzung des Odenwälder Rotliegenden-„Horstes“. Tatsächlich tritt ja auch gerade im Gebiete des Kalktertiärs, im Mainbette oberhalb Frankfurt, bei Vilbel etc. Rotliegendes zutage. Die zwischenliegenden Senken sind im allgemeinen die Gebiete der lettigen Fazies. Das gilt besonders auch vom Rheintale. Hier kennt man sie auf der rechten Seite von Darmstadt;¹⁾ zwischen Heidelberg und Leimen, wo nach THÜRACH²⁾ unter der Zementfabrik bei Leimen die Hydrobiemergel mit zahlreichen Hydrobien in geringer Tiefe (10—20 m) nachgewiesen wurden; von Mannheim,³⁾ wo im Bohrloche der Spiegelmanufaktur in Waldhof von 170—175,5 m grünlichgraue Mergel voll Hydrobienschälchen erbohrt wurden, ebenso bei Karlsruhe;⁴⁾ auf der linken Seite von Pfeddersheim,⁵⁾ Mettenheim,⁶⁾ Grünstadt, Dürkheim, Maikammer, Landau.

Angesichts dieser Tatsachen wird man wohl nicht umhin können, die Tonfazies als die eigentliche Beckenfazies des jüngeren Tertiärs, die Kalkfazies aber als eine Randfazies, im Verhältnis zum tieferen, tonabsetzenden Becken als eine Seichtwasserfazies aufzufassen. Wir behalten damit für die Beckenmitte eine ununterbrochene Sedimentation von Tonmergeln, eine vorwiegend sandige Küstenfazies im älteren Tertiär, im jüngeren neben einem mehr oder minder deutlichen Sandsaume auf den randlich hängen gebliebenen, daher oft terrassenartigen Schollen des älteren Tertiärs (und der Randgebirge) eine Kalkfazies. Sie ist der Ausdruck für die fortschreitende Lokalisierung der Senkung auf die Rheintalmitte, die mehr oder minder breite Stücke der älteren Senke als Untiefen randlich stehen ließ. Daß weitere unregelmäßige Schollenbewegungen Anlaß zu den mannigfachen Kombinationen der Fazies werden können, wie sie besonders das Gebiet der Rhein-Mainmündung aufweist, braucht nicht erst ausgeführt zu werden.

Die schönen Aufschlüsse der Schleusenammer und benachbarter Stellen haben KINKELIN⁷⁾ gezeigt, daß längs submarinen Spalten sich stockförmig mitten im Letten Sintergebilde aufbauen können. Daraus folgt eine unabwiesbare Verknüpfung bestimmter Kalkniederschläge unseres Gebietes mit der Zufuhr juveniler Substanzen. Inwieweit solche aber wesentlich beteiligt sein dürften an der Ausbildung unserer Detrituskalke, das zu entscheiden bedarf es spezieller Untersuchungen. Jedenfalls dürfte die Verknüpfung der beiden Hauptgebiete der Kalkverbreitung mit den Ausläufern des vortertiären Gebirges sehr zu Gunsten der Entstehung im Seichtwasser auf horstartigen Untiefen sprechen, etwa analog den Verhältnissen, die WALTHER von der Taubenbank beschreibt.⁸⁾ Diese Auffassung hat C. KOCH⁹⁾ bereits längst für die Hydrobienschichten auf Blatt Wiesbaden ausgesprochen, wo er pag. 35 z. B. schreibt: „Es ist das Verhältnis so aufzufassen, daß die unteren Tonschichten in dem tieferen Niveau der Wasserbecken abgelagert wurden, während die Kalke den Strandbildungen entsprechen.“

1) LEPSIUS 1890.

2) Bl. Ladenburg 1905 p. 4 und Blatt Heidelberg 1909 (2. Aufl.) p. 47.

3) H. THÜRACH, Erl. z. Blatt Mannheim (2. Aufl.) 1905.

4) H. THÜRACH, Erl. z. Blatt Bruchsal. 1907.

5) STEUER 1908 („Bodenwasser“).

6) STEUER 1905.

7) 1884 p. 222.

8) Cf. p. 49.

9) Bl. Wiesbaden 1880 p. 22 u. 35.

Daß die Tone den Kalk so häufig sehr an Mächtigkeit übertreffen, kann nicht wunderlich erscheinen, wenn man bedenkt, daß ihre Sedimentation eine zwar langsame, aber stetige ist, während die Massen von organischem Detritus, aus denen sich die Kalke zum größten Teile aufbauen, einem steten Wechsel und häufiger Unterbrechung der Sedimentation, ja Aufarbeitung u. s. f. ausgesetzt sind.

Es wurde schon erwähnt, daß die miocänen Krustenbewegungen zugleich die Trockenlegung des südlichen Mittelrheintales bewirkten. Da wir an dieser Stelle unmöglich eine Steilküste erwarten können, müssen wir längs einer entsprechenden Uferlinie ein Umbiegen der kalkigen Randfazies quer über die Rheinebene erwarten. Es ist gewiß kein Zufall, daß gerade das Gebiet nördlich Karlsruhe¹⁾ und besonders der Büchelberg uns weit in der Rheinebene draußen das Kalktertiär zeigen.

Als einen Beweis für die Fortdauer der tektonischen Störungen während der Untermiocänzeit fasse ich auch das Vorkommen wohlgerundeter Gerölle von hartem Cerithienkalk in den Sandkalken der Grenze gegen den Corbiculakalk auf (Näheres auf S. 61).

IV. Nach-untermiocäne Störungen.

Ihnen entsprechen — diesmal im Norden des Beckens — die bedeutenden Eruptionen des Vogelsberges, deren Beginn noch in die Zeit der Sedimentation der Tonmergelfazies der Corbicula- und Hydrobienschichten fällt, die bei Wieseck selbst schon Lapilli enthalten und das unmittelbare Liegende der Basaltströme bilden.²⁾

Wie sie das Bild der pfälzischen Tertiärablagerungen beeinflußt haben, ist im vorhergehenden ausführlich behandelt.

Im Rheintale äußern sie sich besonders in der oft großen Mächtigkeit der Pliocänbildungen, die nach KINKELIN³⁾ in der Scholle Luisa-Flörsheim zum mindesten 110 m erreicht.

In der Pfalz gehört hieher der merkwürdige und in vieler Hinsicht ungemein interessante Kesselbruch des Hettenthaler Beckens.

Schließlich leiten die diluvialen Senkungen über zur Gegenwart. Sie sind es, die uns den Kontrast zwischen Gebirge und Ebene so scharf erhalten haben, die recht eigentlich erst das Rheintal in seinem prägnanten morphologischen Charakter geschaffen haben.

Gerade an ihnen — wie übrigens auch an der pliocänen Auffüllung — erkennen wir aber dank der charakteristischen gleichzeitigen Sedimentation, die jede entstehende Senke „gleichsam im status nascendi“⁴⁾ wieder ausglich, daß sie eine stete Folge von minimalen, gewissermaßen Differentialbewegungen darstellen. Wenn wir sie trotzdem mit ihren Steilrändern so scharf ausgeprägt sehen, bringen sie uns zum Bewußtsein, daß wohl die Annahme besonderer Störungsepochen, wie sie im Vorstehenden mit römischen Ziffern versehen als Überschriften dienen, mehr oder minder doch nur ein schwaches und plumpes Hilfsmittel unseres Geistes ist, dem das „Werden“ stets nur als eine Reihe von „Sein“ anschaulich ist.

¹⁾ THÜRACH berichtete 1909 mündlich auf dem Oberrhein. Geologentag zu Heidelberg von neueren Funden.

²⁾ W. SCHÖTTLER, Geol. Skizze d. Vogelsberges u. s. w. im Geol. Führer durch das Großherzogtum Hessen. Darmstadt 1911 p. 73.

³⁾ 1892 p. 172.

⁴⁾ STEUER 1908 (Bodenwasser).

unten

Geogr. Jh. 1909

58

7. Petrographische Notizen.

LEPSIUS hat in seiner monographischen Behandlung des rheinhessischen Teiles des Mainzer Beckens in dem Abschnitte über den Cerithienkalk geschrieben (1883 p. 111): „Es würden sich die Kalksteine des Mainzer Beckens, in welchem zoogene Kalke, so die aus Cerithien, Corbiculen, Litorinellen, Algen und anderen Organismen aufgebauten Kalke, dann Sinterkalke von sehr verschiedener Art, Kalkkonglomerate und Oolithe verschiedener Form, kurz eine Reihe von eigentümlich struierten Kalkgesteinen entwickelt sind, trefflich eignen für eine Studie über die Bildung und Entstehung von Kalkgesteinen überhaupt.“ Bis heute ist diese Studie nicht geschrieben. KINKELIN hat 1884 die Sinterkalkstöcke der Schleusenammer von Frankfurt-Niederrad beschrieben, bezeichnet und behandelt sie aber als „eine ganz außerordentliche und lokale Bildung“ (p. 227). Außer ihm ist REIS der einzige, der 1902, 1908 und 1910 speziell stromatolithische Bildungen und Oolithe des Pfälzer Tertiärs beschrieb.¹⁾

Es sollen im folgenden einige gelegentliche Beobachtungen über Struktur und Auftreten einzelner Gesteine nebeneinander gestellt werden. Vielleicht regen sie zu einer eingehenden Beschreibung und systematischen Gruppierung der mannigfachen Sedimenttypen an, die dann erst die Grundlage abgeben kann, von der aus mit Hilfe der ontologischen Methode²⁾ ein eindringendes petrogenetisches Verstehen möglich wird.

Oolithe und Stromatolithe.

Oolithe finden sich wie in den Kalken des übrigen Mainzer Beckens auch im Tertiärkalk der Pfalz in sehr weiter Verbreitung, und zwar werden sie in typisch schöner Ausbildung erst in den Corbicula- und Hydrobienschichten häufig, doch weist auch der Cerithienkalk reichliche Umkrustungen von Schalenbruchstücken und gelegentlich auch Oolithbildung auf.

Die Größe der Ooide³⁾ wechselt zwischen weniger als 0,1 mm und 2,00 mm im Durchmesser. Ein Handstück aus dem Hydrobienkalk des Großbockenheimer Berges z. B. besteht aus gleichmäßig großen, feinen Ooiden von 0,1—0,5 mm Durchmesser, fast ohne jedes Bindemittel, mit nur sehr wenigen organischen Resten. Mein schönstes Oolithstück fand ich als Lesestein nördlich Ebertsheim. Es besteht aus schönen, recht regelmäßigen Ooiden von 1,0—1,5 mm Durchmesser (selten 2,0 mm).

Man findet nicht selten Ooide der allerverschiedensten Größe vermenget, meist dann zusammen mit einem Chaos von Schalenbruchstückchen und Kalkdedritus. Immerhin ist die so oft beobachtete Gleichmäßigkeit der Korngröße der Mehrzahl der Oolithe auffallend. Sie scheint mir der Reinheit der Ablagerung annähernd proportional zu sein. Man hat sie als primär aufgefaßt und auf „eine gewisse wirbelnde Wasserbewegung“⁴⁾ zurückgeführt, die als Bedingung der Oolithbildung

¹⁾ Ich sehe davon ab, daß R. LUDWIG in Paläont. V. p. 136 Stromatolithe unter dem Namen *Conferva callosa* beschrieb und auf Tafel XXVII Fig. 4 abbildete (pessime!).

²⁾ JOH. WALTHER, Einl. i. d. Geol. als histor. Wissenschaft p. XII u. XIX—XXX.

³⁾ Ich schließe mich der von KALKOWSKY (Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein, Mon. Ber. d. Deutsch. Geol. Ges. 60 I. 1908 p. 68—125) geschaffenen Nomenklatur an. Die Unterscheidung von Ooid und Oolith ist ebenso nötig und berechtigt wie die von Sandkorn und Sandstein, auch die Schwierigkeiten in der Definition sind dieselben. Damit fällt der Einwand GAUBS (Die jurass. Oolithe d. Schwäb. Alb. Geol. u. paläont. Abhandl. Bd. 9, 1910/11 p. 3).

⁴⁾ K. ANDRÉE, Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen etc. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXV. 1908 p. 385.

dem Größenwachstum der Ooide selbst ein Ziel setze, da bei einer bestimmten Größe die Stoßkraft des Wassers nicht mehr hinreiche, die Körnchen im Schweben zu halten. Sicher ist sie aber sehr oft auch sekundär, eine Folge der Größenauslese bei der Verfrachtung, sei es durch Wind oder durch Küstenströmungen. Wenn z. B. in dicken Bänken eines gutgeschichteten Oolithes vom Galgenberge bei Großbockenheim mit 1 mm großen Ooiden sich reichlich Abdrücke der großen Schalen von *Mytilus Faujasi* BRONG. finden, die nichts von einer oolithischen resp. stromatolithischen Umkrustung erkennen lassen, so beweist mir das, daß die Ooide fertig gebildet waren, als sie mit den leeren *Mytilus*-Schalenhälften in Berührung kamen, mit ihnen vielleicht noch weiter verfrachtet und dann sedimentiert wurden. Warum sollte der ausfallende Kalk sich nur um feine Körnchen und kleine *Hydrobien*-Schälchen niederschlagen und nicht auch auf am Grunde liegende Schalen? ¹⁾

Über die Gestalt und Struktur der Ooide ist nichts von anderen Vorkommnissen Abweichendes zu berichten. Je kleiner der — in der Mehrzahl der Fälle deutlich erkennbare — fremde Kern ist, desto mehr nähert sich die Gestalt des Ooides der Kugel. Oft ist die Schale dünn und der umschlossene Kern groß, dann haben die Ooide alle möglichen Formen, sind bald walzen- und stäbchenförmig, bald eckig und plattig, linsenförmig u. s. f. Der Kern besteht sehr häufig aus Sandkörnchen, die oft auch ohne Kruste zwischen den Ooiden zerstreut liegen. Ebenso häufig findet man als Einschlüsse Tertiärkalkfragmente, die im Dünnschliffe zum Teil Querschnitte von organischen Resten zeigen. Die Schale läßt schon makroskopisch ihren konzentrisch-lamellosen Bau erkennen, der unter dem Mikroskope auf das deutlichste hervortritt und sich als ungemein fein erweist. Die Dicke der einzelnen Schichten beträgt meist nur wenige μ . Eine radiaalfaserige Anordnung der Kalkelemente ist selten angedeutet, meist überhaupt nicht wahrzunehmen. Doch stimme ich GAUB völlig bei, der gelegentlich ²⁾ sagt, daß er es für sehr nebensächlich halte, ob die Oolithe konzentrischschalig oder radiaalfaserig oder granosphärisch struiert seien.

Von einer Spindel- und Kegelstruktur der Ooide, wie sie KALKOWSKY aus dem Rogensteine beschreibt und abbildet ³⁾, zeigen unsere tertiären Oolithe nichts. Wohl aber finden sich Hemiooide, d. h. umkrustete Ooidbruchstücke, z. B. im Schriff eines Leistadter Oolithes.

Daß mir keine typischen Ooidbeutel zu Gesicht gekommen sind, ist gewiß reiner Zufall. Denn da man oft genug die Trümmer der aufgearbeiteten liegenden Schicht umkrustet findet, darf man sicher auch Ooidbeutel erwarten, wenn man sie mit LINCK als „nichts weiter“ auffaßt, denn „als agglutinierte Ooide oder losgerissene Stücke von früher sedimentiertem Erbsenstein, welche in der Flüssigkeit aufs neue zum Schweben gekommen sind und so überkrustet wurden, wie irgend ein anderes fremdartiges Stückchen.“ ⁴⁾

¹⁾ So hat z. B. auch REIS (Geogn. Jahresh. 1909 Kap. 32 u. 33 z. B. p. 224 u. 227) an verschiedenen Oolithvorkommen aus dem Muschelkalk Frankens feststellen können, daß die Ooide nicht an Ort und Stelle gebildet, sondern verfrachtet waren.

²⁾ Die jurass. Oolithe d. schwäb. Alb. N. Jahrb. f. Min. 1908 II. p. 87 Anm. Vgl. auch MÜHLBERG (Über Oolithe. Eclog. Geol. Helv. 1900 p. 327—330).

³⁾ Einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit dieser Gebilde geben die Abbildungen bei HIRSCHWALD, Die Prüfung d. nat. Bausteine etc. 1908 T. 28 Fig. 1—4, T. 29, Fig. 1 u. 2.

⁴⁾ LINCK, Über die Bildung d. Oolithe u. Rogensteine. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch. Bd. 45, 1909 p. 274.

Die Ooide sind durch alle möglichen Übergänge mit typischen Stromatoiden verbunden. Sehr häufig und meist mit echten Ooiden aufs innigste vermenget, finden sich umkrustete *Hydrobien* und *Ostracoden*-Schälchen. Viele Lagen der eigentlichen Hydrobienschichten sind fast ohne jedes Cement nahezu ausschließlich zusammengesetzt aus solchen umkrusteten *Hydrobien*. Aber auch größere Fossilien, *Helices*, *Cerithien*, *Glandinen* und *Phryganiden*-Gehäuse, sind von mehr oder minder dicken Stromatolithschalen umhüllt, die oft in das umgebende Gestein sich fortsetzen und dort als selbständige Bänder und Lagen fortziehen, in vielgestaltigem Verlaufe, oft nur wenige Centimeter, oft aber auf meterweite Strecken zu verfolgen.

Ihre Struktur ist ganz dieselbe wie die der Ooide, „d. h. kleine Ausschnitte aus beiden Gebilden unterscheiden sich nicht oder nur sehr wenig.“¹⁾ Auch hier findet man alle Zwischenstufen zwischen prachtvoll langfaseriger Struktur, wie ich sie an großen Stromatolithbändern in Kallstadter Brüchen sah, und ganz dichter, die nur die konzentrische Anordnung der Lagen erkennen läßt. Außerordentlich schöne Stücke dieser Art fanden sich als Lesesteine in den Weinbergen südöstlich Birkweiler.

Die Ansichten über die Genesis dieser Oolithe und Stromatolithe verteilen sich heute im wesentlichen auf zwei Lager. Die einen sind Vertreter einer organischen, speziell der phytogenen Entstehung; sie scharen sich um ROTHPLETZ und KALKOWSKY.²⁾ Die anderen schließen sich im wesentlichen an LINCK³⁾ an, dessen experimentelle Untersuchungen ein ganz neues Licht auf die Frage warfen und heute vielleicht die Mehrzahl der Geologen³⁾ zur Überzeugung von einer anorganischen Entstehung der Oolithe gebracht haben.⁴⁾

Nichtsdestoweniger kann die Annahme einer organischen Entstehung noch keineswegs als widerlegt gelten, angesichts der Schilderung, die ROTHPLETZ⁵⁾ von den bläulich-grünen Kolonien von reichlich kohlen-sauren Kalk absondernden *Gleocapra*- und *Gloeothece*-Zellen gibt, die er im Herbst 1891 am seichten Ufer des Great Salt Lake im Territorium Utah beobachtete. Die morphologischen Tatsachen allerdings, die KALKOWSKY in sehr dankenswerter Arbeit auf Grund eines ungewöhnlich reichen Materiales wiedergibt und auf organische Bildner zurückführt von einem nach seinen eigenen Worten gänzlich unbekanntem und nicht rekonstruierbarem Aussehen, scheinen sich mir wesentlich ungezwungener durch anorganische Vorgänge erklären zu lassen, wie LINCK und REIS dargetan haben. Es scheinen sich überhaupt die Argumente zu mehren, die für eine anorganische Entstehung sprechen. Vielleicht kann ich mit folgender Beobachtung ein Gewicht mehr zu ihren Gunsten in die Wagschale werfen.

Lange schon war mir aufgefallen, daß sich unter den Haufen umkrusteter *Hydrobien* mancher Schichten scheinbar hohle Steinkerne finden. In den Kallstätter Hydrobienkalkbrüchen finden sich nun häufig hohle Steinkerne von *Helix*, gelegentlich auch von *Glandina*, die diese Eigentümlichkeit näher zu studieren gestatten.

¹⁾ REIS, Über Stromatolith und Oolith. Neues Jahrb. f. Min. 1908 II, p. — 127 —.

²⁾ Siehe Literatur-Verzeichnis.

³⁾ Vgl. LINCK, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XVI. 1903 p. 497.

⁴⁾ K. ANDREE hat in einer kleinen Notiz (Mon. Ber. d. Geol. Ges. 1908 p. 162) darauf hingewiesen, daß die Frage wohl berechtigt sei, ob die marinen Oolithe und die Rogensteine überhaupt gleichartige Bildungen seien. Schon in der älteren Literatur wird vielfach mehr oder minder deutlich auf die Möglichkeit hingewiesen, daß man vielleicht unter dem Namen Oolith sehr heterogene Begriffe vereinige.

⁵⁾ Über die Bildung der Oolithe. Bot. Centralbl. Bd. LI. 1892, 265—268.

Schon mit der Lupe, besser aber auf einem Querschliffe (Fig. 22) erkennt man folgendes:

Die Schale einer *Helix moguntina* DESH. ist außen und innen mit einer zonalstruierten Stromatolithschicht ausgekleidet. Die innere Lage reicht deutlich bis in die zweitinnerste Windung hinein; nach außen zu wird sie dicker, um an der Mündung in die wesentlich dickere äußere Lage überzugehen. Die Dicke der einzelnen Kalklagen, die das Stromatoid aufbauen, erweist sich unter dem Mikroskope als äußerst gering. Sie bewegt sich innerhalb weniger μ .

Der im Schaleninneren freigebliebene Hohlraum ist durch nachträglich eingedrungenes sedimentäres Kalkschlammmaterial ausgefüllt, in dem man im Schliffe, noch besser im Handstücke viele Querschnitte kleiner *Hydrobien* und *Ostracoden*-Schälchen erkennt. Nachträglich ist die Schale ausgelöst und der so entstandene Hohlraum von wasserhellen Kalkspatkriställchen ausgefüllt worden.

An der Unterseite zweigt die Stromatolithkruste ab, um sich frei in den umgebenden Kalkschlamm fortzusetzen und dann in einiger Entfernung an der Umkrustung einer anderen *Helix* teilzunehmen, von der nur die letzte Windung geschnitten ist. Das Ganze ist aber nur ein kleiner Querschnitt aus sehr großen Stromatolithmassen, die in stets wechselnden Formen, als flache Blätter, als Wülste und glaskopffartige Höckergruppen, dem Untergrunde sich bald innig anschmiegend, bald breite Lücken lassend, Gesteinsbrocken, *Phryganiden*-Köcher, *Glandinen* und *Helices* mit ihren feinschichtigen Krusten überziehen. In den Zwischenräumen liegen zum Teil oolithische Massen, zum Teil umkrustete *Hydrobien* u. s. f.

Mir scheint nun zur Beurteilung der organischen oder anorganischen Entstehung dieser stromatolithischen Krusten die gleichartige Auskleidung der Innen- und Außenseite dieser Schnecken von einiger Bedeutung zu sein. Wie soll man sich den Assimilationsvorgang bei Algen in dem lichtarmen oder wohl gänzlich dunkeln Schaleninneren vorstellen? Herr Professor Dr. GLÜCK, Dozent für Botanik in Heidelberg — dem ich für seine öfters erwiesene liebenswürdige Hilfe auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank sagen möchte — teilte mir mit, daß bei *Thallophyten* (*Cyanophyceen* und *Bakterien* i. b.) eine ähnliche Krustenbildung, deren einzelne Schichten solch geringe Dimensionen aufweisen, nicht bekannt ist. Wohl gibt es gewisse *Cyanophyceen*, die dicke Krusten (1 bis viele Millimeter) bilden, die dann aber ausschließlich an belichteten Lokalitäten wachsen. Das Äußere eines Schneckengehäuses könnte also von einer ähnlich gestalteten Kruste überzogen werden, auf keinen Fall aber die Innenseite, während bei Bakterien solche Krustenbildung überhaupt unbekannt ist.

Es scheint also in dieser Auskleidung der Innenseite eine Erscheinung vorzuliegen, die der Deutung eines organischen Ursprunges Schwierigkeiten bereitet, die bei der Annahme einer raschen Umkrustung durch anorganische Ausfällung wegfallen. Dabei mag die Einbettung in den Schlamm die Krustenbildung im Innern abgeschnitten haben, während sie außen noch eine Zeitlang fortwährte. Ob die Ausfällung des Calciumcarbonates durch Kohlensäureverlust einer carbonatreichen Quelle oder durch Einwirkung des bei der Verwesung organischer Reste frei werdenden Natrium- und Ammoniumcarbonates auf das Calciumsulfat des Seewassers bewirkt wurde, ist eine Frage, die erst in zweiter Linie in Betracht kommt.¹⁾

¹⁾ Wenn man Stromatolithe und Oolithe auf ihre organische Natur prüft, sollte man meines Erachtens nicht unterlassen, auch die von TAKIMOTO (Beitr. z. Min. v. Japan Nr. 2, 1906, p. 60/61) be-

Merkwürdig ist ein Vorkommen radialfaseriger, kugeliger Konkretionen kohlen-sauren Kalkes, die etwa 3,5 m über der Sohle in Georg Henningers Corbiculakalk-brüche bei Kallstadt sich finden. Sie liegen in einem Kalksandsteine, dessen Sand-körner im Durchschnitt 0,2 mm messen und durch ein reichliches, mikrokristallines Kalkzement voneinander getrennt werden. Der Sandstein ist nur unregelmäßig verfestigt zu knauerigen Brocken, die horizontal der Schichtung folgen und unter-einander durch Brücken verbunden sind. In den groblöcherigen Zwischenräumen liegt der Sand unverfestigt. Diesen Knauern sind an ein paar Stellen dünne Lagen ziemlich reinen Kalkes eingeschaltet, die sehr feinfaserig struiert zugleich horizontale Bänderung zeigen und somit typische kleine Stromatolithe sind. Ihnen eingelagert sind einzeln oder zu kleinen Gruppen vereint, annähernd kugelige Bildungen im Durchschnitt mit 10 mm Durchmesser. Sie scheinen in angewittertem Zustande sehr grob radialfaserig struiert und zeigen in der Mitte meist einen kleinen rund-lichen Hohlraum von etwa 1 mm Durchmesser, der jedoch in frischen Stücken zu fehlen scheint. Ein Schliff durch eine unangewitterte Kugel zeigt eine so feine radialfaserige Struktur, daß die einzelnen Fasern nicht abzugrenzen sind und die Auslöschung beim Drehen des Objektisches regelmäßig wandert.

Außer dieser radialen Faseranordnung machen sich auch konzentrische Lagen bei der Anwitterung bemerkbar, die aber durch die groben radialen Kristallbündel miteinander verzahnt erscheinen. Wo zwei Kugeln zusammenstoßen, ist die Be-rührungsfläche eben (selten flach gekrümmt), die Anordnung der Fasern ist in jeder Kugel durchaus unabhängig von solchen Berührungsflächen.

Zwei besondere Formen von Kalkkrustenbildung — beide wohl auch nur Spezialfälle stromatolithischer Bildungen — erreichen im Kalktertiär der Pfalz eine wesentliche Bedeutung: die „Knollenkalke“ und die „Algenkalke“.

Knollenkalke und Kalkgerölle im Kalk.

Versteht man unter Knollenkalken alle Kalke mit in sich geschlossenen kugel-, linsen- und laibförmigen Stromatolithen, so gehört hierher die große Zahl von Steinbrüchen aller drei Stufen des Kalktertiärs, aus deren Wänden oft in Un-mengen jene knolligen, warzigen Bildungen auswittern. In ungewöhnlicher Aus-bildung hat sie KINKELIN (1884 S. 223) beobachtet: Nester nierigen Kalksinters in dunklen untermiocänen Tönen der Schleusenammer Frankfurt-Niederrad und die Hauptmasse der Kalksinterstöcke ausmachende, miteinander verschmolzene Kugeln, Linsen etc. „mit konzentrisch schaliger Struktur und niererger Oberfläche“. Über das Innere dieser Gebilde wird nur ausgesagt, daß sie vielfach Hohlräume enthalten.

Unter „Knollenkalken“ im besonderen verstehe ich aber Kalke, die ohne wesentliche Beimengung von Ton und Sandmaterial zum Teil und oft fast aus-schließlich aus unregelmäßigen Knollen eines annähernd gleichaltrigen Tertiärkalkes bestehen. Die Größe dieser Knollen wechselt sehr, etwa zwischen Zentimeter- und Faust-, ja Kopfgröße. Oft sind sie von einer mehr oder minder dünnen schaligen Sinterhülle umgeben, die oft aber auch ganz fehlt. Charakteristisch für diese Sinter-hülle ist, daß sie nie die Konsistenz der Stromatolithbänder und -schalen zeigt, vielmehr immer mehr oder minder kreidig und inhomogen, das heißt wohl reichlich mit sedimentärem Kalkschlamm vermenget ist.

schriebenen, mit einer heißen Quelle und Sinterbildungen verknüpften Kieselloolithe zu be-rücksichtigen.

In dieser typischen Ausbildung kenne ich die „Knollenkalke“ nur aus dem unteren Cerithienkalke, gut aufgeschlossen an drei sehr entfernt gelegenen Punkten: am Steinberg bei Arzheim nördlich des Kleinen Kalmit, in der Leistadter Lettengrube und in den Mertesheimer Cerithienkalkbrüchen. Die Leistadter Lettengrube wurde 1910 vom Oberrheinischen Geolog. Verein besucht unter Führung von Dr. REIS,¹⁾ der in dem Berichte über den Ausflug²⁾ den Aufschluß beschreibt: „Darüber folgen in der Lettengrube noch die tiefsten Cerithiensichten, zuerst Letten mit leicht zu Kalkstaub zerfallenden Knolleneinschlüssen, dann dicht gepackte Knollenkalke, welche durchwegs aus einem abgerollten und sedimentären Kalkkern bestehen, der von einer wechselnd starken schaligen Sinterhülle umgeben ist. Der Kalkkern besteht aus Geschieben von Cerithienkalk, öfters mit *Cyclostomen* und *Helix*; es wurden beim Klopfen auch *Cerithien*-Reste und *Ostracoden*-Schälchen aufgefunden.“ In einem dieser Kernkalke fand ich gute *Milioliden*, in anderen Algenreste. Die Cerithien gehören der *var. multinodosum* SDBG. des *Cer. plicatum* BRNG. an; ein Stück enthielt ein *Cer. Rahti* AL. BR. Letzteres ist in den Knollenkalcken von Arzheim und Mertesheim häufig, bei Mertesheim auch in vorzüglichen Mumien. Ich möchte noch bemerken, daß bei diesen beiden Aufschlüssen die Knollenkalke nicht unmittelbar über dem unterlagernden Cyrenenmergel aufgeschlossen sind.

Wesentlich ist die Tatsache, daß sich hier Tertiärkalk in Tertiärkalk findet.

In diesem Zusammenhange erwähne ich noch vielgestaltige Gesteine, die nicht auf den Cerithienkalk beschränkt sind.

Bei Königsbach finden sich in recht grobkörnigen Sandsteinen schön gerundete, echte Geschiebe von Tertiärkalcken, zum Teil voll *Hydrobien* und Algenfäden etc.; sogar vorzüglich gerundete Geschiebe eines petrographisch ganz gleichartigen Kalksandsteines, mit denselben groben Sandkörnern, wie sie das umgebende Gestein enthält.

Die schönsten derartigen Gerölle fand ich bei Neustadt in dem Weinberge der Villa Lieberich-Merkel, wo dieselben grobsandigen Kalksteine in zahlreichen Lesesteinen umherliegen. Es fielen besonders solche eines merkwürdigen, von Mangandriten durchzogenen, grauen, dichten, sehr harten Kalkes auf, der gelegentlich für Malmkalk, meist für Eocän gehalten wurde, bis ich ähnlich dichte Kalke an mehreren Stellen im Cerithienkalke nachwies (vgl. S. 12).

Schließlich finden sich überall im Kalktertiär recht häufig wahre Brekzien von Tertiärkalk im Tertiärkalk, wie ich sie z. B. außerordentlich schön in den Hydrobienkalcken der sogen. Einöde bei Quirnheim sammelte. Hier sind viele der scharfkantigen Kalkbröckchen, die selten mehr als einen Zentimeter im Durchschnitte messen, von einer Kalkkruste überzogen, echte Oolithe liegen reichlich zwischengestreut, vermengt mit vielgestaltigem Detritus.

¹⁾ REIS hat 1902 S. 271 den Vorschlag gemacht, auf diese, an die Riesenoolithe der Trias der lombardischen Alpen erinnernden Kalke den Namen „Sinterkalk“ zu beschränken. Mir scheint jedoch der Begriff „Sinter“ allgemeiner empfunden zu werden, wie z. B. FR. LÖWL in seiner „Geologie“ p. 37 schreibt: „Es empfiehlt sich, die Bezeichnung Sinter auf die Felsarten zu beschränken, die aus Quell- und Sickerwässern ausgeschieden werden.“ Mir scheint das Charakteristische in der im Verhältnis zur Detritussedimentation raschen Ausfällung der anorganischen Substanz zu liegen. Es würde dann der Begriff ausgedehnt auf alle Krustenbildungen im großen wie im kleinen. Inwieweit unter ihm dann noch die marinen Steinkrusten fallen, wie sie nach PHILIPPI im östlichen Mittelmeere und im roten Meere häufig sind, vermag ich nicht zu entscheiden.

²⁾ p. 52, vgl. auch LAUBMANN 1868 S. 90.

Daß es sich in diesem letzten Falle um „Schlamm-breccien“ handelt, d. h. Produkte der Aufarbeitung des rasch erhärtenden Meeresgrundes, scheint außer Zweifel. Dabei ist die Frage nebensächlich, ob diese Aufarbeitung dadurch möglich wurde, daß der Meeresboden durch negative Strandverschiebung in den Bereich der Schorre, des Küstenstriches zwischen Ebbe und Flut, gehoben wurde, oder ob schon stärkere Flutung auch unter dem Wasserspiegel denselben Effekt haben kann. Man wird sich stets auch bei ähnlichen Vorkommnissen hüten müssen, allzusehnlich zu „den Bewegungen der Erdkruste selbst, wie man sie zur Erklärung des Schicht- und Fazieswechsels sowie außergewöhnlicher Quellphänomene herbeizieht“,¹⁾ seine Zuflucht zu nehmen.

Demungeachtet scheint mir die Annahme tektonischer Bewegungen zur Erklärung der Leistadter Knollenkalke und vor allem der Neustadter Gerölle unumgänglich. REIS, der in seiner ausführlichen Arbeit „Über Styolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk“ meines Wissens als erster²⁾ auf diese interessanten Vorkommnisse des rheinhessischen Kalktertiärs eingegangen ist, kommt zu demselben Schlusse (p. 372): „Gerade, daß auch die härtesten Riffe angegriffen wurden, zeigt, daß eine Zerstörung stattfand, welche wohl nicht anders als tektonisch verursacht worden ist.“ Es müssen eben diese sehr rasch verfestigten, harten Kalke derart der brandenden Woge preisgegeben worden sein, daß sie einer regelrechten Erosion unterlagen.³⁾

Analoge Erscheinungen finden sich in Seichtwasserablagerungen vieler Formationen. So sind nach PHILIPPI⁴⁾ „im unteren Muschelkalk des östlichen Thüringens Konglomerate sehr weit verbreitet; sie enthalten Gerölle eines blauen, dichten Kalksteines, der sich durch gelegentliche Fossilführung ebenfalls als Muschelkalk dokumentiert, dessen Verfestigung also sehr rasch erfolgt sein muß“. REIS⁵⁾ hat diese Angabe in umfassendster Weise für den Wellenkalk Frankens ergänzt und an Stelle der früher von ihm vertretenen Ansicht einer tektonischen Ursache der Entstehung solcher Geschiebe eine andere gesetzt, die die Geschiebekalke (sc. des Wellenkalkes) als eine Folge der durch die Wurmbesiedelung unmittelbar und mittelbar geschaffenen „Destruktion der Bodenschicht“ ansieht (p. 164). Er hat geradezu klassische Beispiele für Aufarbeitung und Verfrachtung älteren Sedimentmaterials aus dem Kressenbergrevier in den „Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf“⁶⁾ (1895) beschrieben. Gesteinsbrocken und zertrümmerte Steinkerne des nachweislich unmittelbar darunter befindlichen Lagers sind inkrustiert der nächst jüngeren Ablagerung eingelagert, „welche also durchaus das Zerstörungsprodukt einer Region der darunter

¹⁾ REIS 1908 S. 124.

²⁾ LEPSIUS erwähnt nur kurz ähnliche Knollenkalke aus dem südlichen Rheinhessen. 1883, S. 110/111.

³⁾ Dasselbe hat A. v. REINACH 1903 S. 55 vom Taunusrand aus der Bohrung im Kaiserbad in Wiesbaden aus der Tiefe von 50—61 m beschrieben: „Tonige Sandschicht mit viel groben Geröllen, dabei auffallenderweise auch solche von Tertiärkalken mit *Hydrobia ventrosa*, Bruchstücken von *Cerithien* sowie unbestimmbaren Muschelresten; die Kalke machen den Eindruck von Cerithienkalken, von denen demnach eine Ablagerung am Gebirgsrand in der Untermiocänzeit zerstört wurde.“

⁴⁾ Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Festband d. Neuen Jahrbuches f. Min. etc. 1907 S. 438.

⁵⁾ Schichtenfolge und Gesteinsbildungen in der fränkischen Trias. Geogn. Jahreshfte 22, 1909, S. 1—285.

⁶⁾ Geogn. Jahresh. VIII, 1895.

lagernden Schicht sein muß“ (p. 65). Unter Berücksichtigung der sehr vielgestaltigen Phänomene der Fossilienzerstörung, Inkrustierung und Verlagerung schließt er: „Es hat also den Anschein, als ob eben gebildete Lagen aus dem Meere flach emporgehoben, trocken gelegt, zerstört, ihre Teile und Einschlüsse atmosphärisch (?) zersetzt, fluviatil transportiert und auf einer der Emporhebung entgegengesetzten Seite in das Inkrustationsbecken gelangt seien.“

Ich möchte noch auf folgendes hinweisen. Es ist gewiß kein Zufall, daß die beiden Horizonte, in denen mir schöne Tertiärkalkgeschiebe im Tertiärkalk bekannt sind, zugleich die beiden Sand führenden Horizonte sind. Gerade bei Leistadt findet man in den unteren Cerithienkalken, die man auf der Höhe nördlich des Gutes Annaberg in kleinen Felsen anstehen sieht, lagenweise reichlich Sand und auch Gerölle, die einen Durchmesser von 5 mm selten überschreiten. In den Lagen umkrusteter Knollen selbst tritt allerdings der Sand sehr zurück oder fehlt ganz. Ebenso stehen Sandkalke bei Arzheim an.

Viel auffälliger ist längs des ganzen Hardtrandes die Kalksandsteinzone des obersten Cerithienkalkes. Die Tertiärkalkgerölle, die ich in ihr fand, sah ich nie umkrustet; sie tragen vielmehr das Gepräge gründlicher mechanischer Bearbeitung.

Daß sich unmittelbar über dem Cyrenenmergel bereits verfrachtete Kalkknollen finden, zum Teil mit Landschnecken, zum Teil Brackwasserfossilien, führt zu der Vorstellung, daß die Bildung rasch verfestigter Cerithienkalke an verschiedenen Orten verschieden früh, und zwar küsteneinwärts zuerst, einsetzte. Man wäre versucht, überhaupt an das Vorkommen einer randlichen Kalkfazies des Cyrenenmergels zu denken, so wie man umgekehrt immer deutlicher eine der jüngeren Kalkfazies entsprechende Schlammfazies kennen lernt. Doch genügen die Vorkommnisse zu solch weitgehenden Spekulationen nicht.

Algensinterkalke.

Im 5. Bande der Palaeontographica (1855—58) p. 135 und 136 und in den Figuren 2 und 3 der Tafel XXVII beschrieb R. LUDWIG zwei verschiedene Formen von Algeninkrustationen und belegte sie mit den Namen *Conferva incrustata* und *C. vermiculata*. Diese Namen wurden in Fossilisten gelegentlich zitiert, auch nannte man die Algenkalke wohl hie und da Confervaceenkalke, aber viel mehr als Namen sind diese Bezeichnungen nicht. Es fehlt ihnen jede systematische Bedeutung.

Trotzdem scheint es mir wichtig, darauf hinzuweisen, daß die beiden Typen, für die LUDWIG jene Namen geprägt hat und eine größere Anzahl von Fundorten namhaft macht, nebeneinander auch in der Pfalz sich finden. Ich ließ von beiden einen Schliff herstellen.

Die als *C. vermiculata* bezeichneten hohlen Kalkfäden sind auffallend grob; der Durchmesser ihres Lumens beträgt bis zu 1 mm. Ihre Wandung ist ebenso dick oder noch dicker und unterscheidet sich in nichts von den äußerst feinkörnigen konzentrischen Schalen unserer gleichaltrigen Ooide.¹⁾

Sehr häufig stoßen die Krusten zweier oder mehrerer benachbarter Fäden aneinander und verschmelzen dann, so daß sich nun im Querschnitte das Bild eines zwei- oder vielkörnigen Ooides bietet.

¹⁾ Auffallend sind in dem Schliffe die vielen Zerbrechungen, die gelegentlich auch Auflösung in kleinen erkennen lassen. An Stelle der weggelösten Teile ist Kalkspat getreten, der auch alle Spalten und Hohlräume erfüllt. Es scheinen auch innerhalb der Kalkhülle selbst Umkristallisationen stattgefunden zu haben.

Während diese dicken Kalkzweige sich nur sehr wenig verästeln — LUDWIG nennt seine Exemplare unverästelt —, bilden die Rasen der *C. incrustata* ein dichtes, äußerst zierliches, oft geradezu filigranartiges Filzwerk, gleich den feinen Kalkalgenfilzen, die z. B. am Wallerstein und bei Nördlingen die Sinterkalke aufbauen. Im Querschnitte zeigen sich solche Kalkfädchen von dem Kleinen Kalmit bei Landau aufgebaut aus einer oder höchstens zwei oder drei ca. 0,05 mm dicken, radialfaserigen Kalklagen. Von gemeinsamen Umkrustungen mehrerer Fädchen konnte ich weder auf dem Schlitze noch mit der Lupe am Handstücke etwas erkennen.

Fast jedes Handstück zeigt, wie sehr diese Algensinterkalke zur Bildung anscheinend dichter Kalke neigen; ja, die allermeisten dichten Kalke unseres Beckens dürften auf derartige „Algensinterkalke“ zurückzuführen sein. JOH. WALTHER hat in seiner Arbeit „Über die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung strukturloser Kalke“¹⁾ nachgewiesen, daß die geringen Mengen Kohlensäure, welche die eindringenden Tagewässer enthalten, in den meisten Fällen nicht hinreichen, um tiefgreifende Strukturveränderungen in einem Kalkstein vorzunehmen; es muß vielmehr eine kohlen saure Quelle daselbst gegeben sein, wenn ein Kalk auf wässerigem Wege umkristallisieren soll“ (a. a. O. S. 355—356). Diese Kohlensäurequelle ist in der Mehrzahl der Fälle die verwesende organische Substanz selbst. Das gilt offenbar nicht allein für die Kalkalgen im eigentlichen Sinne sondern muß auch bei derartigen Umkrustungen von Algenfilzen zutreffen. Nur daraus erklärt es sich, daß man z. B. in Hochheim in mulmerfüllten Löchern eines annähernd dichten Kalkes gelegentlich die schönsten, tadellos erhaltenen Land-schneckenschalen lose liegend findet. Nur so ist auch ein etwa faustgroßes Handstück verständlich, das ich bei Leistadt im Cerithienkalke sammelte: In einen feinoolithischen, feinkörnigen, detritogenen Kalk sind zwei etwa 6 cm lange Knollen von „Kalkalgen“ eingelagert. Der eine zeigt alle Details der Fäden auf das deutlichste. Der andere läßt zwar auch noch die konzentrischen Algenfadenhüllen erkennen, aber im allgemeinen sind die Strukturdetails des Knollens verwischt. Er gleicht auf den ersten Blick eher einem Haufwerke gelber, rundlicher, dichter Kalkstückchen. Das umgebende Gestein ist durchaus unbeeinflusst von dieser Veränderung.

Die Algensinterkalke finden sich in allen Schichten des Kalktertiärs. In allgemeiner Verbreitung und wesentlicher Bedeutung für den Aufbau der Schichten treten sie aber in der Pfalz hauptsächlich im tieferen Teile der Cerithienschichten auf. Hier sind die dichten, groblöcherigen, oft sehr harten und klingenden Kalke geradezu leitend. Sie treten in der ganzen weiteren Kalkserie nicht wieder so typisch hervor. Inwieweit man es hier mit eigentlichen Sinterbildungen zu tun hat, „welche von gasreichen Quellen inmitten des tertiären Sees aufgebaut wurden“, wie E. SUSS²⁾ den Wallerstein im Nördlinger Ries auffaßt, „welcher . . . heute nur mehr ein Bruchstück eines einst viel größeren, glockenförmigen Aufbaues zeigt, und welcher mit seinem Genossen am Spitzberge u. a. den glockenförmigen Gebilden nicht wenig gleichen mochte, welchen heute Pyramidlake im westlichen Nevada den Namen verdankt“, das zu entscheiden bleibt Spezialstudien vorbehalten. Ich möchte aber daran erinnern, daß tatsächlich echte Quellsinter-Stöcke, die ganz lokal in grüngrauen, gutgeschichteten, schwärzlich gebänderten und von

¹⁾ Zeitschr. D. Geol. Ges. 1885 S. 329—357.

²⁾ Antlitz d. Erde I. S. 260.

Kalkpartikelchen durchschwärmten Letten aufsetzen, 1884 von KINKELIN aus der Schleusenammer von Frankfurt-Niederrad beschrieben und in einer nach einer Photographie hergestellten Zeichnung auf Tafel II abgebildet worden sind. Ganz dieselbe Entwicklung zeigten auch Bohrungen und eine Brunnenausschachtung nahe der Bockenheimer Warte,¹⁾ so daß KINKELIN 1892 p. 45 hervorheben kann, „daß solche kalksinterreiche Tertiärbildungen bisher nur im Westen Frankfurts längs der ungefähr Süd-Nord streichenden östlichen Rheintalspalte beobachtet sind“. Dieselbe Linie ist aber zugleich ausgezeichnet durch Basalteruptionen, deren Lapilli BOETTGER in gleichaltrigen Corbiculationen am Affenstein in Frankfurt nachwies.²⁾ So konnte KINKELIN 1885 direkt erklären, „daß . . . der Kalksinter in der eigentümlichen daselbst beschriebenen Form als Indikator für ein nachbarliches Vorkommen von Basalt angesprochen werden darf.“³⁾ Setzen wir statt der „eigentümlichen Form“ ganz allgemein „Sinterbildungen“ und statt des Basaltes allgemein vulkanische Erscheinungen, zu denen wir ja seit SUSS auch die „juvenilen“ Quellen rechnen, so kommen wir zu dem Satze, den KINKELIN⁴⁾ in seiner ersten Darlegung im Anschlusse an eine Arbeit von COHN ausspricht: „daß verwandte Tuff- und Sinterarten in früheren oder gegenwärtigen Zeiten zum Teil in großartiger Ausdehnung unter dem Einflusse warmer und kalter Quellen . . . entstanden sind, namentlich . . ., wo vulkanische Erscheinungen in der Nähe von Kalkformationen stattfinden, da ein ungewöhnlicher Reichtum an Kohlensäure und eine davon abhängige massenhafte Lösung des kohlen-sauren Kalkes die Vorbedingung derselben zu sein scheint“.

Wenn man die großen Mengen dieses so reinen, relativ organismenarmen Algensinterkalkes bedenkt, kann man sich kaum der Überzeugung entziehen, daß tatsächlich kohlen-säurereiche juvenile Quellen bei ihrer Bildung die Hauptrolle gespielt haben. Heute noch folgt ja dem Rheintalabbruche eine stattliche Zahl von Quellen. Im hessischen Ried wird von den Verwerfungen am Tertiärabbruche aus die chemische Beschaffenheit des Grundwassers durch aufsteigendes Mineralwasser beeinflusst;⁵⁾ die Sironaquelle⁶⁾ zwischen Oppenheim und Nierstein wurde wahrscheinlich schon von den Römern als Heilquelle benutzt; Schwefelwasserstoff findet sich in einigen Brunnen bei Rüsselsheim und in dem Brunnen der Bahnstation Flörsheim a. M.; gegen Norden folgen dann die bekannten Sprudel Bad Weilbach, Wiesbaden etc. Auf pfälzischem Boden brauche ich nur an die Quellen bei Neustadt, Edenkoben, Godramstein etc. und vor allem von Dürkheim zu erinnern. Die Dürkheimer Quelle haben W. SALOMON⁷⁾ und jüngst auch E. EBLER⁸⁾ auf Grund sorgfältiger chemischer Untersuchung für eine verflüssigte Fumarole erklärt.

Anhangsweise möchte ich hier eigentümliche Algenästchen erwähnen, die ich im Kalke der oberen Cerithienschichten bei Nußdorf, Godramstein und östlich Frankweiler (optime!) in Lesesteinen fand und die mir einer echten Kalkalge an-

¹⁾ KINKELIN 1892 S. 43.

²⁾ BOETTGER 1876—77 S. 188.

³⁾ a. a. O. S. 238.

⁴⁾ 1884 a. a. O. S. 227.

⁵⁾ STEUER 1908 a. a. O. (Bodenwasser) S. 4.

⁶⁾ *ibid.* S. 6.

⁷⁾ Chemiker Zeitung 1907 Nr. 17 S. 215.

⁸⁾ Die chemischen Verhältnisse der Maxquelle zu Bad Dürkheim a. d. Haardt. Ber. Oberrh. Geol. Ver. 1910 I. S. 32.

zugehören scheinen. Sie zeichnen sich vor den fädigen Inkrustationen durch charakteristische Eigengestalt aus. Jedes Ästchen besteht aus mehr oder minder gleichmäßigen kleinen Anschwellungen, die sich oft rosenkranzartig aneinanderreihen, oft aber auch unregelmäßig wechseln und in schlauchförmige Stücke übergehen. Durch scharfwinkelige Knickungen und Verzweigungen kommen die stets wechselnden Bilder zustande. Meist sind die Anschwellungen prall kugelig aufgetrieben und geben dann gelegentlich das Bild eines grobkörnigen Oolithes.

Kreideartige Kalke.

In mehreren Aufschlüssen des Cerithienkalkes, z. B. bei Ottersheim, an dem Kleinen Kalmit und anderen, besonders rein auch in dem Kalkbruche mit *Hydrobia inflata* auf dem sogen. Göllheimer Esper, Westabhang des Warteberges an der Straße von Göllheim nach Biedesheim, finden sich blendend weiße, ziemlich weiche, zerreibliche Kalke, die sich manchmal im Handstücke nur durch etwas größere Härte von einem Kreidestück etwa von Rügen unterscheiden.

Beim Schlämmen blieben von einem dieser sehr reinen Stücke nur wenige kleine, runde, konkretionäre Kalkbröckchen zurück. Die milchige Trübe des Filtrates erwies sich unter dem Mikroskope als zusammengesetzt aus auffallend gleichmäßig großen, eckigen Kalkkörnchen von durchschnittlich 5 μ Durchmesser. Von Foraminiferen oder Coccolithophoriden war weder im Filtrat noch im Rückstand etwas zu entdecken. Um rasch eine größere Anzahl verschiedener Proben unter dem Mikroskope untersuchen zu können, schüttelte ich kleine Bröckchen dieser „Kreide“ in einem kleinen Präparatengläschen in wenig Xylol, goß rasch die so erhaltene Trübe auf einen Objektträger, ließ verdunsten und gab Kanadabalsam hinzu. Ich konnte auch so nirgends Schalenbruchstücke oder dergleichen, besonders auch keine Coccolithophoriden entdecken, während dieselbe Methode von Kreide von Rügen sehr schöne Coccolithophoridenpräparate ergab. Auch von sehr kleinen Kalkspatrhomböederchen, wie sie nach CAYEUX¹⁾ im Zement der Schreibkreide eine Rolle spielen und von PHILIPPI²⁾ zum Teil wenigstens als primärer chemischer Niederschlag gedeutet werden, konnte ich nichts entdecken.

¹⁾ L. CAYEUX, Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires Lille 1897.

²⁾ Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Festband d. Neuen Jahrb. f. Min. 1907 p. 442.

II. Paläontologischer Teil

mit einem Anhang: Fossillisten des Cyrenenmergels und des Meeressandes der Rheinpfalz.¹⁾

Über einzelne Fossilien der Cerithienschichten.

(Vgl. Fossilliste S. 45.)

Helix Ramondi BRONG.

Diese für die Stratigraphie des Mainzer Beckens so wichtige Form ist zum Glück auch in ihren Steinkernen unverkennbar, so daß eine Verwechslung unmöglich ist; auch wird sie, wo sie vorkommt, erkannt, und ist darum als Leitfossil doppelt brauchbar.

Sie ist keineswegs so selten, als man nach der Darstellung von STEUER²⁾ schließen könnte. Dafür spricht schon die relativ große Zahl von Fundstellen, die die Liste verzeichnet. Ich will noch einige Zahlenangaben zufügen.

An dem Kleinen Kalmit lieferte mir binnen eines Vormittages etwa aus der Mitte der Mächtigkeit des Cerithienkalkes ein Arbeiter

19 kleinere *Helix*-Steinkerne (meist wohl *deflexa*),

7 *Nanina stenotrypta*,

3 *Cyclostomus antiquus*

und nicht weniger als

6 *Helix Ramondi*.

Ich selbst fand unmittelbar unter der *Perna*-Bank innerhalb wenig mehr als einer halben Stunde

6 kleinere *Helices*,

mehrere *Cyclostomus antiquus*,

1 *Strophostoma tricarinatum* und

1 *Helix Ramondi*.

In einer der Gruben auf der Oberfläche des Kleinen Kalmit sammelte ich

2 *Pomatias labellum*

6 kleinere *Helices*,

1 *Cyclostomus antiquus* und

2 *Helix Ramondi*.

Diese Zahlen zeigen zugleich, daß, wenigstens in der Pfalz, *Helix Ramondi* durch den ganzen Cerithienkalk verfolgt werden kann.

Glandina inflata REUSS sp.

1. REUSS, Die tert. Süßwassermergel d. nördl. Böhmens. Palaeont. II. 1852 p. 33. T. 3 Fig. 14.

¹⁾ Diese von Dr. OTTO M. REIS gesammelten Petrefakten konnten nicht in gleicher Weise kritisch durchgearbeitet werden, wie die oben S. 45 angeführten Listen; für die Profile und Gesteinsarten dieser Fundpunkte sei auf die Erläuterungen zu Blatt Donnersberg der geognostischen Karte Bayerns 1 : 100 000 verwiesen.

²⁾ 1909 (Gliederung) p. 58.

2. REUSS, Die foss. Moll. d. tert. Süßwasserkalks Böhmens. Sitz.-Ber. d. K. K. Akad. d. Wiss. Bd. XLII. Wien 1860 p. 69.
3. SANDBERGER, Conch. Mainz. Beck. 1863 p. 46. T. 5 Fig. 2 und p. 605 (*porrecta* GÖB.) T. 29 Fig. 32 (T. 7 Fig. 3 ist *cancellata* SDBGR.).
4. BOETTGER, Revision d. tert. Land- u. Süßwasserverst. d. nördl. Böhmens. Jahrb. K. K. Geol. R.-A. Bd. XX. 1870 p. 286.
5. SANDBERGER, Land- u. Süßwassermoll. d. Vorwelt. 1870—75 p. 408 (T. 21 Fig. 18 ist *cancellata* SDBGR.).
6. BOETTGER, Nachtrag zu „Die foss. Moll. d. Hydrob.-Sch. v. Budenheim b. Mainz.“ Nachrichtsbl. d. Deutsch. Mal. Ges. 1909 p. 24.

In der zuletzt genannten Arbeit ist BOETTGER für eine Trennung der von SANDBERGER vereinigten naheverwandten Arten, der schlanken *cancellata* SDBGR. und der plumperen *inflata* REUSS *sp.* eingetreten.

Der mir vorliegende sehr schöne, 4,5 m hohe Steinkern aus Kallstatt sowie ein anderer vom Galgenberge gehört zweifellos der typischen *inflata* an, die BOETTGER (Nr. 6) auch aus rheinhessischem Tertiärkalk erwähnt.

Rissoa sp.

Diese Form findet sich häufig in der Serpulabank des oberen Cerithienkalkes an dem Kleinen Kalmit bei Landau.

Sie läßt sich mit keiner der vier bisher aus dem Mainzer Becken bekannten Formen vergleichen, von denen ihr die seltene, von WEINKAUFF im Sande des oberen Cyrenenmergels bei Hackenheim gefundene *R. angusticostata* SDBGR. zeitlich am nächsten steht.

Von allen unterscheiden sie die zierlich geschwungenen, zarten, aber scharfen Radialrippen und die außerordentlich geringe Größe. alt.: 1,5—2,0 mm.

Leider ist aber das Material zu schlecht, um eine genauere Bestimmung oder Beschreibung zuzulassen. Es hat den Anschein, als handle es sich um zwei Arten.

Auf eine nähere Bestimmung muß ich verzichten, da von keinem der Stücke der Mundsäum erhalten ist.

Cerithium arcuatum SDBGR.

Tafel I, Fig. 11—20.

SANDBERGER 1863, p. 94 f., Taf. IX, Fig. 11 und 11a.

Diese seltene Art ist meines Wissens bisher nur aus dem unteren Cerithienkalk bei Hochheim bekannt geworden. SANDBERGER lagen nach seiner eigenen Aussage zur Beschreibung und Abbildung „nur wenige Bruchstücke“ vor, deren bestes er abbildet.

In der Sammlung der Landesanstalt befinden sich zahlreiche Abdrücke und ein Skulptursteinkern von einer Reihe von Formen, die ich glaube alle hierher rechnen zu müssen. Sie sind vergesellschaftet mit *Cerithium Rakti*, stammen also aus dem unteren Cerithienkalk, und zwar etwa

- 25 mehr oder minder brauchbare Abdrücke von Neustadt,
- 2 sehr gute Abdrücke vom Sandbrunnenhof bei Marnheim und
- 4 gute Abdrücke von Rittersheim.

Leider zeigen die allermeisten dieser Abdrücke nicht die ganze Schale, sondern meist nur einen kleinen Teil derselben, wodurch eine Vergleichung sehr erschwert wird.

Dazu kommt, daß die einzelnen Individuen zum Teil so sehr voneinander abweichen, daß ich beim ersten Hinsehen glaubte drei Arten vor mir zu haben. Je länger ich aber verglich, desto mehr wurde es mir unmöglich, bei der Mangelhaftigkeit meines Materiales die eine oder andere extreme Form als selbständig abzutrennen. Ich bilde also die Abgüsse einiger guter Abdrücke ab und überlasse die definitive Entscheidung über diese Formen einer späteren, auf besseres Material gegründeten Untersuchung.

Ein Teil der Abdrücke (vgl. Fig. 11 u. 14) stimmt im großen und ganzen mit der SANDBERGER'schen Diagnose und Abbildung überein. Auf den mäßig gewölbten Umgängen reihen sich leicht rückwärts gebogene Radialrippen in wechselnder Zahl und Breite. Je nachdem sie sich drängen oder weiter stehen, sind die Zwischenräume breiter oder schmaler. Der Unterschied kann von Umgang zu Umgang so stark sein, daß auf zwei Radialrippen des einen drei des folgenden Umganges kommen (vgl. Fig. 13 u. 16 u. 17). Dabei stehen sie durchaus nicht immer auf den beiden letzten Umgängen enger als auf den vorhergehenden. Fig. 17 z. B. zeigt auf den letzten Windungen eines meiner Exemplare gerade den entgegengesetzten Wechsel: auf der obersten sichtbaren Windung stehen die Rippen ungewöhnlich eng, darunter ungewöhnlich weit und auf der letzten fehlen sie ganz.

Diese rasche Stellungsänderung der Radialrippen scheint ein Symptom beginnender Obliterierung zu sein, wie sie bei vielen der mir vorliegenden Abdrücke zu beobachten ist (vgl. Fig. 15 u. 16).

Es verschwinden dabei nicht allein die Radialrippen, sondern auch die Spiralkiele.

Wie SANDBERGER beschreibt, zeigen Formen mit gut ausgebildeter Schalenskulptur fünf Spiralkiele. Vier verteilen sich symmetrisch über den sichtbaren Teil des Umganges: sie sind gleich breit, stehen aber nicht ganz gleichweit voneinander ab, vielmehr ist das mittlere Paar einander ein wenig genähert. Wo die Radialrippen sie schneiden, setzen kleine, zierliche Knötchen auf. Der fünfte Spiralkiel verläuft hart an der Naht und säumt auf dem letztem Umgange die Grenze der Seitenwand des Gehäuses zur Basis. Er ist schärfer als die anderen „Kiele“ und an ihm schneiden die Radialrippen ab, die mithin nicht auf die Basis übersetzen.

Die Basis ist mit drei ziemlich breiten Längskielen geziert.

Bei den Formen mit verschwindender Skulptur macht sich eine eigentümliche Erscheinung geltend: die letzten Umgänge werden flacher und höher, greifen über den fünften Spiralkiel über und verdecken ihn. So ist er in Fig 15 u. 17 auf den oberen Umgängen noch deutlich zu erkennen, fehlt aber auf den unteren. Daß er wirklich unter der Bedeckung vorhanden ist, zeigt die sonst ganz abnorme Form Fig. 20, wo sein Rudiment aus der Mündung hervortritt und, wie sonst auch, die Gehäusebasis säumt.

Die einzelnen Skulpturteile verschwinden bei der Obliteration verschieden schnell. Da die Spiralkiele schwächer sind als die Radialrippen, werden sie zuerst undeutlich. Am längsten hält sich das mittlere Paar und der fünfte Kiel. Geht die Obliteration noch weiter, so verschwindet auch der dritte Kiel und nur der zweite und fünfte laufen zart, aber bestimmt angedeutet über die feinen Anwachsstreifchen, die die letzten Reste der Querrippen darstellen.

Es hat langer Vergleichung bedurft, bis ich überzeugt war, daß eine Trennung dieser so verschiedenen Formen nicht möglich ist. Vor allem war es der auffallend

treppenartige Bau der Umgänge der glatten Formen und die relative Höhe des letzten Umganges, verbunden mit dem Verschwinden des sonst so deutlichen fünften Kieles, die mich lange schwanken ließen, ob ich es nicht mit einer ganz anderen Form zu tun hätte. Aber alle diese Erscheinungen fand ich vorbereitet in den vermittelnden Formen Fig. 15 u. 16, und glaube daher alle diese Stücke ein und derselben Art zuweisen zu dürfen.

Zur Beschreibung ist noch folgendes nachzutragen:

SANDBERGERS Bruchstück zeigt neun Umgänge. Da bis zur Spitze noch mindestens drei Umgänge fehlen, auch der letzte noch nicht erreicht ist, konnte man die wahre Zahl der Umgänge auf 12—13 schätzen. In Fig. 12 ist ein Stück abgebildet, dessen Spitze vollständig erhalten ist. Es zeigt 13 Umgänge, ohne daß der letzte erreicht wäre. Wir müssen also mit einer Mindestzahl von 14 Windungen rechnen. Das Stück beweist zugleich, daß bei unserer Form Dekollation nicht üblich ist, wie schon SANDBERGER erkannt hatte.

Fig. 13 u. 15 zeigen, daß starke Varices häufig sind.

Der Gesamthabitus dieser Formen erinnert außerordentlich an die Untergattung *Cerithidea*. Ja, eine mir vorliegende Suite einer dem *C. decollatum* BRNG. nahestehenden Art aus Südchina zeigt sogar eine ganze Reihe der bei den fossilen Stücken beobachteten Abänderungen: rascher Wechsel der Rippenstellung von einem Umgange zum anderen, Obliteration der Skulptur auf dem letzten Umgange und starke Verschiedenheit der Wölbung der Umgänge.

Daß die recenten Formen dekolliert sind, scheint nicht von so wesentlicher Bedeutung zu sein, wie SANDBERGER meint. COSSMANN schreibt darüber (Essais d. Paléoconch. comp. VII p. 113): «La troncature du sommet — dont Fischer fait mention dans sa diagnose, comme si c'était un caractère très important — n'existe guère que chez l'espèce géno-type et chez quelques variétés. Les espèces fossiles, qui présentent bien tous les autres caractères de *Cerithidea*, ont au contraire la spire pointue.»

Wohl aber zeigt schon SANDBERGERS Abbildung und meine Fig. 20, daß die Spindel gedreht und ein wohlausgebildeter Kanal vorhanden ist, während bei *Cerithidea* die Spindel gerade und der Kanal auf eine leichte Ausbuchtung des Peristoms reduziert ist.

Leider ist die Erhaltung meines Materials zu ungenügend, um eine sichere Einreihung in das System zu gestatten, doch gehört die Form sicher zu den *Potamidinen*. Die Varices, die Gestalt der Mündung, die Drehung der Spindel, auf der mir auch eine Spindelfalte angedeutet scheint, erinnert an *Terebralia*. Doch ist eine Identifikation nicht möglich, ehe man vollständige Mündungen vergleichen kann. Auch sind die Schalen relativ klein und dünn für *Terebralia*.

***Dorsanum laticosta* SDBGR. sp.**

(Vgl. Tafel I, Fig. 1 u. 2.)

1863 SANBERGER Mainz. Beck. p. 396 (und 227).

Diese zierliche Schnecke zählt zu den Seltenheiten des Mainzer Beckens. SANDBERGER hatte sie selbst bei Oppenheim zusammen mit *Corbulomya*, *Stenomphalus* und *Pinna* im Cerithienkalke gefunden, aber in ungenügendem Erhaltungszustande. O. BOETTGER sandte ihm später ein prachtvolles, großes Exemplar aus dem Cerithien-sande von Kleinkarben, das aber zur Abbildung zu spät kam, so daß der Name auf eine Diagnose von nur wenigen Worten begründet ist.

Durch die Freundlichkeit der Herren Prof. Dr. KINKELIN und Dr. DREVERMANN wurde mir das Originalexemplar sowie ein kleineres, aber tadellos erhaltenes Exemplar aus BOETTGER'S Sammlung nebst zwei unausgewachsenen Stücken, allesamt jetzt in der Sammlung des Senckenbergischen Museums, zum Vergleiche mit den sechs von mir in der Pfalz gefundenen Exemplaren überlassen, wofür ich auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank sage.

Von meinen Stücken stammen zwei aus den Mergeln der tiefsten Cerithien-schichten von Harxheim, ein drittes aus dem unteren Cerithienkalke von Albis-heim; letzteres ist nur als Abdruck erhalten, während von Harxheim die Schalen vorliegen, eine mit abgebrochenem Embryonalgewinde, von den anderen die sechs ersten Windungen.

Im folgenden ergänze ich nach den mir vorliegenden Stücken die SAND-BERGER'sche Diagnose und bilde die beiden besten Stücke ab.

Beschreibung.

Der Schalenumriß ist oval-conisch; das Gewinde ist zugespitzt und mißt etwa zwei Fünftel der Gesamthöhe. Der glatte, glänzende, homoeostrophe Protoconch ist paucispir, zitzenförmig. Die 6—7 Umgänge sind von einer wenig tiefen, schmalen Naht getrennt und mäßig gewölbt. Der letzte Umgang ist nicht besonders aufgebläht. Dicht unterhalb der Naht und parallel mit ihr verläuft eine breite, seichte Furche, wie sie ähnlich bei *Cominella* sich findet. Von der Naht zur Basis ziehen breite, mehr oder minder scharf vorspringende Radialrippen, die diesseits und jenseits der Naht leicht anschwellen, ohne aber eigentliche Knoten zu bilden. Sie verlaufen im allgemeinen gerade, doch liegt die Anschwellung zwischen Naht und Furche stets etwas mündungswärts verschoben gegenüber dem Hauptteile der Rippe. Der dritte, vierte und fünfte Umgang zeigt bei guter Erhaltung (BOETTGER'sches Exemplar!) sehr deutlich sechs äquidistante scharfe Spiralkiele, von denen die vier untersten breiter als die zwei oberen sind. Sie setzen über die Radialrippen hinüber und schaffen so eine weitmaschige, regelmäßige Gitterung der Schale. Auf dem letzten Umgange fehlen sie vollständig. Dagegen ist die Basis mit sechs scharf ausgeprägten Spiralkielen geziert, drei breiteren und drei schmäleren und wird gegen den kurzen Hals¹⁾ durch einen scharfkantigen Spiralkiel abgegrenzt. Dieser ist nur wenig wulstartig aufgetrieben und trägt außer den kaum stärker als auf den übrigen Umgängen hervortretenden Anwachsstreifen noch drei zarte, aber deutliche Spiralkielchen. Die Mündung ist oval, mit einem kleinen, schmalen und seichten oberen Kanal, an der Basis aber mit einem breiten und tiefen Ausschnitt. Der rechte Mundsaum ist innen glatt, scharf und mäßig schief. Die gerade Spindel wird unten von einer scharf vorspringenden, sehr stark gedrehten Falte unter einem Winkel von etwa 45° abgestutzt. Die Spindelplatte ist dünn, glatt und schneidet mit geradem Rande ab.

Maße:

Originalexemplar;	BOETTGER'S bestes Exemplar:
alt. . . . 16 mm	10 mm
diam. major 8 mm	5,5 mm
diam. minor. 7 mm	4,5 mm
apertura laesa	{ 5,5 mm longa 2,5 mm media parte lata.

¹⁾ „la partie dorsale du canal opposée à l'ouverture“ nach COSSMANN, von dem ich diesen Ausdruck übernehme, von M. DE GREGORIS vorgeschlagen. (Essais de Paléoconchol. comp. I p. 32.)

SANDBERGER gibt als Unterschied von dem sehr ähnlichen *Buccinum duplicatum* Sow. aus den Wiener Cerithienschichten das Fehlen der Körnerreihe an der Naht und die geringe Zahl und größere Breite der Querrippen an. HÖRNES¹⁾ hat aber selbst auf p. 669 neben dem Wiener *Buccinum duplicatum* Sow. noch eine kleinere Form, die ihm von Ebersdorf und ganz gleich auch von Cestas bei Bordeaux vorlag, und die er anfangs nur für eine Varietät hielt, als selbständige Art ausgeschieden und auch abgebildet (Taf. 13 Fig. 9 a b). Der Hauptunterschied der beiden Formen ist die spirale Riefung der Basis der letzteren. Zu ihr also und nicht zu *Buccinum duplicatum* Sow. steht unsere Form in engster Beziehung. Die Zahl und Gestalt der Radialrippen stimmt vollkommen. Auch die Spiralrippung, die BOETTIGERS Exemplare vorzüglich, das Original exemplar so gut wie gar nicht und die übrigen mehr oder minder deutlich zeigen, wird besonders von jener Form erwähnt (l. c. p. 157): „Zuweilen zeigt sich auch Spiralstreifung längs der Knotenreihen oder auf der ganzen Oberfläche, doch ist diese Streifung nicht bezeichnend für diese Exemplare, denn auch an unseren Exemplaren und namentlich an dem in Fig. 9 abgebildeten Exemplare finden sich solche Querfurchen.“ Es bleibt nur die Verschiedenheit der Knotenbildung an den Radialrippen. Die ist aber selbst wieder innerhalb der wenigen mir vorliegenden Stücke recht ungleich. SANDBERGERS Original exemplar zeigt längs der Naht keine Spur von Knotenbildungen. Unterhalb der Naht sind die Rippen nur undeutlich kantig verbreitert. BOETTIGERS vorzügliches Exemplar dagegen trägt in der Verlängerung der letzten Rippen an der Naht deutliche, viereckige, flache Knoten, die allerdings bei allen vorhergehenden Rippen kaum als solche bezeichnet werden können. Die Knotenbildung ist also auf ein Minimum herabgedrückt. Ob man daraufhin aber unsere Art noch als solche aufrechterhalten darf, erscheint mir zweifelhaft. Man könnte noch die Größenunterschiede heranziehen. Vier der Stücke messen etwa 10—12 mm in der Höhe. Die Abbildung bei HÖRNES Fig. 9 ist 19 mm lang, also fast doppelt so groß. Zwischen drin steht aber das Original exemplar mit 16 mm Höhe, das im Habitus durchaus der Fig. 9 entspricht, während die kleineren Stücke gedrungenere erscheinen.

Ohne Vergleichsmaterial wage ich die Art nicht zur Varietät zu degradieren, betone aber die äußerst enge Beziehung der beiden Formen.

COSSMANN zieht die Gruppe der *Buccinum baccatum* BAST. und *duplicatum* Sow. zu *Dorsanum* (Essais de Paléoconchologie comparée IV p. 220).

Der Mangel jeder Aufblähung des letzten Umgangs, die charakteristische gerade, unten durch die scharfe Falte querabgestutzte Spindel und die sehr einfache Skulptur schließen die Zuerteilung zu irgend einer anderen Gruppe aus.

Nach COSSMANN ist *Dorsanum* aus anatomischen Gründen trotz des buccinoiden Habitus zu den *Nassidae* zu stellen.

***Stenomphalus*²⁾ *cancellatus* THO. sp. var. *Heusleri* BOETTIG.**

Tafel I, Fig. 4—7 u. 9.

Aus dem Mainzer Becken sind bisher folgende Formen der Gattung *Stenomphalus* beschrieben:

¹⁾ Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abhandl. K. K. Reichsanstalt Bd. III u. IV 1856—70.

²⁾ Nach COSSMANN (Essais d. Paléoconch. comp. V 1903 p. 64 ist diese von SANDBERGER geschaffene Gattung identisch mit der 20 Jahre früher aufgestellten Gattung *Ephora* CONRAD. COSSMANN zieht diese als Untergattung zu *Rapana*, so daß an Stelle von *Stenomphalus canc.* in dieser ganzen Arbeit *Rapana (Ephora) cancellata* THO. sp. zu setzen ist.

1. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp.

SANDBERGER 1863 p. 222. T. XVII, Fig. 7,

wo für den von THOMAE bereits 1845 (p. 162, Taf. IV, Fig. 8) beschriebenen *Fusus cancellatus* die Untergattung *Stenomphalus* aufgestellt wurde.

2. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. mut. *cristata* BOETTGER.

O. BOETTGER 1877. DERS. 1883 p. 217 ff. T. I, Fig. 4

(hier wohl durch ein Versehen als mut. *costata* bezeichnet).

3. *Stenomphalus Heusleri* BOETTGER.

O. BOETTGER 1885 p. 145 ff.

4. *Stenomphalus umbilicatus* BOETTGER.

O. BOETTGER 1883 T. I, Fig. 5.

Durch die Zuvorkommenheit der Herren Prof. Dr. KINKELIN und Dr. DREVERMANN ist es mir möglich gewesen, das gesamte *Stenomphalus*-Material des Senckenbergischen Museums zu vergleichen. Nr. 1 ist in sehr zahlreichen Stücken von Hochheim und 22 Exemplaren von Kleinkarben vertreten. Von Nr. 2 kommt nur das sehr gut erhaltene Original exemplar in Betracht, da die übrigen Fundplätze nur Steinkerne geliefert haben. Von Nr. 3 konnte ich das prachtvolle Original exemplar vergleichen und außerdem ein sehr gutes, viel kleineres Stück der Sammlung des Senckenbergischen Museums. Ein weiteres Exemplar ist zu schlecht erhalten. Von Nr. 4 schließlich liegt außer dem Original exemplar ein zweites, sehr gutes Stück vor nebst dem Mundrande eines dritten, alle vom Originalfundorte, dem unteren Cerithienkalk der Tempelseemühle bei Offenbach am Main.

Zu diesem immerhin spärlichen Materiale kommt nun eine Serie von über 30 mehr oder minder vollständigen, gut bis vorzüglich erhaltenen *Stenomphalus*-Individuen aus dem untersten Cerithienkalk von Harxheim a. d. Pfrimm, ein (wohl verschlepptes) Stück, zwischen Asselheim und Mertesheim gefunden, eines aus dem oberen Bruche von Mertesheim und 10 mehr oder minder gut erhaltene Stücke aus dem oberen Cerithienkalk des Kleinen Kalmit, die alle unzweifelhaft der Form, die BOETTGER als *Stenomphalus Heusleri* beschrieb, am nächsten stehen.

Der Vergleich dieser Stücke mit dem genannten Materiale hat mich zu der Überzeugung geführt, daß es nicht ratsam ist, *Stenomphalus Heusleri* als selbständige Art zu bezeichnen. Da mir außerdem die Abtrennung der gewöhnlichen Hochheimer Form als Varietät wünschenswert erscheint, so seien im folgenden die Hauptmerkmale der vier zum Formenkreise des *St. cancellatus* THO. sp. gehörigen Formen nebeneinander gestellt. *St. umbilicatus* BOETTGER. steht unter den Formen des Mainzer Beckens isoliert da.

1. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. groß. „Sehr zahlreiche Längsrippen von ungleicher Breite, von welchen zuweilen¹⁾ je zwei oder mehrere aneinander gelegt eine Art Längsgürtel bilden,, während sonst breitere und schmalere regellos miteinander abwechseln.“

2. Die gewöhnlichste Hochheimer Form (Fig. I 4 u. III 3 u. 4) ist viel kleiner und zeigt, wie schon BOETTGER (1883 p. 218) bemerkt, „im allgemeinen etwas schwächere Nabelperforation, als die von THOMAE und SANDBERGER von diesem Fundorte abgebildeten Originalstücke besitzen, und meist zwei etwas erhöhte obere Spiralgürtel.“

¹⁾ Von mir gesperrt. B.

Ein genauer Vergleich aller mir vorliegenden Stücke hat nun ergeben, daß alle diese kleinen Exemplare einen ganz regelmäßigen Wechsel breiterer Spiralgürtel und fadenförmiger Spiralkiele aufweisen, und zwar folgen aufeinander:

1. Längs der Naht ein wulstartiger Spiralgürtel, oder 2—3 einzelne, flache Spiralkielchen, oder eine glatte Zone, die sogar schwach ausgehöhlt erscheinen kann.
2. Ein fadenförmiger Spiralkiel.
3. Ein breites, doppelt höheres Spiralband, meist aus 3—4 schmalen Kielen zusammengesetzt.
4. Ein fadenförmiger Spiralkiel.
5. Ein breites hohes Spiralband, meist aus 3—4 schmalen Kielen bestehend.
6. Ein fadenförmiger Spiralkiel.
7. Ein breites Spiralband, meist aus 2—3 Kielchen bestehend; flacher als 3 und 5.
8. Ein fadenförmiger Kiel.
9. Ein Band aus zwei merklich getrennten Kielen bestehend.
10. Ein fadenförmiger Kiel.
11. Ein Band, aus zwei Kielen bestehend, schmaler als 9.
12. Eine wechselnde Zahl einzelner, relativ breiter Kiele.

Charakteristisch für die aus einzelnen Kielchen zusammengesetzten Spiralbänder ist, daß die mittleren Kielchen sich höher erheben als die seitlichen, die den Anstieg des Gürtels von der Fläche der Schale her vermitteln, so daß der Querschnitt der Spiralbänder stumpf dreieckig erscheint (vgl. Fig. 8).

Sehr charakteristisch ist ferner die scharfe Ausprägung der Anwachsstreifen, die in den Furchen zwischen den Spiralbändern eine grobe Gitterung schaffen (vgl. Fig. 3).

Das größte Exemplar, das diese regelmäßige Anordnung zeigt, mißt 16 mm Höhe; die Hochheimer Stücke sind im Durchschnitt 12—15 mm hoch, die Kleinkarbener 10—12 mm.

Zwei größere Exemplare des Senckenbergischen Museums zeigen eine Lockerung des Gefüges der Bänder, besonders der unteren. Die feinen Riefen, die die Längsgürtel in Teilkiele zerlegen, werden breiter, und im unteren Teile des letzten Umganges scheinen breitere und schmalere Längskiele regellos abzuwechseln, doch treten im oberen Teile die drei Hauptlängsgürtel immer noch, wenn auch aufgelockert, hervor. Diese zwei Stücke fallen also noch in den Rahmen des SANDBERGERschen Typus. Es scheint das Maß der Bildung geschlossener Längsgürtel eine Funktion der Größe des Individuums zu sein.

Betreffs der Weite des Nabels ist zu bemerken, daß er zwar bei diesen beiden größeren Exemplaren stärker erscheint als bei den auffallend engnabeligen kleinen Stücken, daß er aber keineswegs so weit ist wie auf den Original-Abbildungen.

Die Exemplare von Kleinkarben stimmen im allgemeinen mit diesen Hochheimer Stücken überein, doch neigen einige deutlich in der Gestaltung der Spiralbänder der *var. Heusleri* zu.

3. *Mut. cristata* BOETTG. Während die großen Exemplare des typischen *cancellatus* THO. *sp.* nur schwach angedeutete, flache Spiralgürtel aufweisen, zeigt die *mut. cristata* BOETTG. — bei gleicher Größe, alt. 30, lat. 22 mm — die Spiralgürtel gut ausgeprägt und relativ hoch, nicht aber (im Verhältnis) höher als die kleine Hochheimer Form. Ein Unterschied gegen diese ist die relativ große Breite der fadenförmigen Kiele und die Einschaltung je noch eines feineren solchen zwischen diese und die Spiralgürtel. Der wesentlichste Unterschied von der Hochheimer Form ist, abgesehen von der Größe, die viel bauchigere Gestalt, die ungefähr der Fig. 7b bei SANDBERGER entspricht. Der Nabel ist kleiner als bei SANDBERGERs

Typus, etwa gleich der Hochheimer Form. Bei beiden ist der Kamm rechts des Nabels nur wenig gekrümmt.

BOETTGER schreibt (1883, p. 220): „Während beim Typus diese stärkeren Spiralbänder . . . konstant aus feineren Spiralkielchen zusammengesetzt sind, erscheinen sie bei der vorliegenden Form einfach, und nur selten sind Andeutungen von Spiralfurchen auf diesen Wulstkielen zu beobachten.“ Mir sieht es dagegen aus, als ob das zeitweilige Obliterieren dieser Spiralfurchen nur ein Zeichen einer, wenn auch geringen Abrollung wäre. Man kann trotzdem auf jedem der vier Längsgürtel die feinen Spiralfurchen noch gut genug erkennen, daß man sie zählen und daraus dieselbe Zusammensetzung aus einzelnen Kielchen erkennen kann wie bei den anderen Formen. Das Originalexemplar zeigt zudem auch unregelmäßiges Wachstum, das wohl in lokalen Standortsbedingungen seine Ursache hat.

4. *Stenomphalus Heusleri* BOETTGER. (vgl. Fig. 4—7 u. 9). Dieselbe Folge von drei breiteren und einem weniger breiten Längsgürtel wie bei der kleinen Hochheimer Form und der *var. cristata* BOETTGER zeigt der *St. Heusleri* BOETTGER; die Gestalt ist ebenfalls gleich, der Nabel steht bei dem Originalexemplar in seiner Ausbildung zwischen dem SANDBERGER'schen Typus und der *var. cristata*. Von dieser unterscheidet ihn nicht sowohl die bedeutendere Breite der Längsgürtel — sie bestehen aus einer größeren Zahl von Längskielchen —, als vielmehr vor allem deren Gestalt: Während bei der Hochheimer Form die Längsgürtel immer mehr oder minder Kielgestalt zeigen, weil die mittleren Teilkielchen höher sind als die seitlichen, sind die Teilkielchen bei *St. Heusleri* alle gleich hoch und gleich breit und legen sich zu einem in seiner ganzen Breite gleich dicken, reifartig der Wölbung des Gehäuses aufgesetzten Bande zusammen.

Bei dem in Fig. 5 abgebildeten „Prachtexemplar“, das BOETTGER'S Beschreibung zu Grunde liegt, wie bei dem viel kleineren in Fig. 6 wiedergegebenen Stücke ist das Feld zwischen Naht und erstem Längsgürtel wie zwischen diesem und dem zweiten Längsgürtel frei von Längskielen; zwischen dem zweiten und dritten Gürtel ist ein fadenförmiger Kiel eingeschaltet, ebenso zwischen dem dritten und vierten. Von den Pfälzer Stücken zeigt die Mehrzahl auch zwischen dem ersten und zweiten Längsgürtel einen fadenförmigen Längskiel. Das Nahtfeld bietet dieselben Verschiedenheiten wie bei den Hochheimer Exemplaren: bald nur eine feine Riefung, bald mehrere deutliche Kiele; bei anderen findet sich eine wulstförmige Aufwölbung unmittelbar längs der Naht, die bei einigen Stücken sogar zur Bildung eines ganz typischen Längsgürtels führt.

Die Anwachsstreifen werden nie auch nur annähernd so scharf wie bei der Hochheimer Form; darum bilden sie auch nie eine Gitterung in den Furchen zwischen den Spiralbändern, wie es für jene charakteristisch ist.

Die typischen Stücke BOETTGER'S und einige von Harxheim (vgl. Fig. 4 u. 9) und des Kleinen Kalmit zeigen eine auffallend starke Vertiefung der Längsfurchen zwischen den Gürteln, so daß die Umgänge dem Profil einer flachgängigen Schraube gleichen. Die meisten der Pfälzer Stücke aber zeigen in allen Abstufungen eine viel geringere Vertiefung der Längsfurchen, die von der bei der *var. cristata* nicht wesentlich verschieden ist (vgl. Fig. 7).

Ebenso wechselt bei den Pfälzer Stücken das Verhältnis der Breite des Nahtfeldes zu der des ersten Gürtels, auf das BOETTGER so starkes Gewicht legt. Bei BOETTGER'S Originalexemplar beträgt das Verhältnis (ausdividiert) 0,63, bei extremen

Hochheimer Formen 1,5. Meine Pfälzer Stücke zeigen Werte wie die folgenden: 0,77, 0,86, 0,88, 1,09, 1,2.

Es bleibt also als einziger Unterschied nur die außerordentliche Regelmäßigkeit der Zusammensetzung der Bänder aus zierlichen, gleich dicken Längskielchen, wie oben schon gesagt.

Einen vollständigen Übergang zu den kantigen Gürteln der Hochheimer Form bildet schließlich ein von mir bei Harxheim gesammeltes Stück, das eine Lockerung und Verflachung des Gefüges der Bänder zeigt. Zusammen mit diesem fand ich auch das einzige typische Exemplar der Hochheimer Form, das ich von Harxheim sah.

Eine andere, kleine, ganz extreme Form zeigt durchaus nach Art des *St. Heusleri* vorspringende Längsbänder, die aber nur aus zwei Teilkieselchen bestehen.

Es gehören also ohne Zweifel alle die Formen vom Typus des *St. Heusleri* noch in den Formenkreis des *Stenomphalus cancellatus* THOM. Ich fasse sie als Varietät von *cancellatus* auf, die gleichzeitig mit dem Typus und der Hochheimer Form im ganzen Cerithienkalk gelebt hat. Die letztere ist nicht minder konstant und ich schlage daher für sie den Namen *var. ornata* vor, mit den p. 93 unter 2 angegebenen Merkmalen.

Pinna rugosa LUDWIG.

LUDWIG 1865/66 p. 56 Taf. XV Fig. 4.

Von *Pinna* liegen mir im ganzen 10 Bruchstücke vor.

5 aus dem oberen Cerithienkalk von Leistadt,

3 aus dem foraminiferenführenden Oolith des oberen Cerithienkalkes östlich Zell,

1 aus einem sandhaltigen, foraminiferenführenden Kalke südlich Biedesheim,

1 aus dem unteren Cerithienkalke mit *Cer. Rahti*.

Am besten erhalten sind die Stücke von Zell und von Leistadt, keines aber ist auch nur so vollständig, daß es allein zu einer Bestimmung ausreichen könnte.

Eines der Stücke aus Zell stellt einen Steinkern mit völlig erhaltenem Wirbel dar, der im wesentlichen mit dem von LUDWIG in Fig. 4a abgebildeten Steinkerne übereinstimmt. (Länge 10 cm, Breite 5,4 cm max.)

Ein anderes Stück vom selben Fundorte ist ebenfalls nur ein Steinkern mit abgebrochener Spitze und auch sonst schlechter Erhaltung. Es mißt 16,7 cm und mag einer Schale von 17,5—18,0 cm Länge entsprechen. Ein anderes Bruchstück (mit Schale) gehört wohl einem Individuum von 20—21 cm Länge an.

Die Stücke von Leistadt sind alle so unvollkommen erhalten, daß sie einen Vergleich des Schalenumrisses nicht erlauben. Doch gehören sie offenbar demselben Typus an wie die Zeller Exemplare. An einem ist die Skulptur der Oberfläche leidlich erhalten. Allerdings ist die Schale auf der Ventralseite stark von der Verwitterung angegriffen, daß sie nur noch als dünner Rest den Steinkern bedeckt und stellenweise ganz fehlt. Immerhin scheint die ventrale Schalenhälfte glatt gewesen zu sein. Die dorsale trägt 8 flache, am hinteren Ende fast 1 mm breite Längsfalten, die von mindestens gleich breiten Furchen getrennt werden. Einen Unterschied gegen LUDWIGS Diagnose kann ich nicht finden.

Die weiteren Stücke von Leistadt gehörten großen Individuen von wohl 14 bis 15 cm Länge an. Sie zeigen den Querschnitt, eine ziemlich starke Wölbung

etwa in der Mitte der Schale, die gegen den Schloßrand zu sich rascher verflacht als gegen den Unterrand der Schale. Soweit der Umriss zu erkennen ist, weicht er nicht von dem der andern, sicher zu *rugosa* zu ziehenden Stücke ab. Aber die Schalenfläche erscheint glatt. Ich vermag nicht zu entscheiden, ob das die Folge schlechter Erhaltung ist. Es hat den Anschein, als sei die Schale stark angewittert. Immerhin halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß es sich hier um eine andere, allerdings nahverwandte Art handelt.

Von Kindenheim liegt mir ein 4 cm langes Schalenbruchstück der Wirbelregion von der Innenseite vor. Es zeigt auf der dorsalen Schalenhälfte 6 auffallend schmale, zarte Längsfalten und eine siebente unterhalb der stärksten Wölbung der Schalenmitte.

Das Stück von Biedesheim ist der zum Teil noch von Schalenresten bedeckte Steinkern der Wirbelregion eines doppelschaligen Exemplares mit klaffenden Schalen. 4 Längsfalten sind deutlich und noch 1 oder 2 weitere angedeutet.

Perna sp.

In einer ungemein interessanten Arbeit über das Ligament der Bivalven (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1902 p. 179—291 T. II—V) erwähnt REIS eine „*Perna sp.* aus dem Meeressande des Mainzer Beckens, welche mit *P. Sandbergeri* aus den gleichen Schichten identifiziert wird“. Während nämlich bei *P. Soldani* DESH., *Sandbergeri* DESH. u. a. das elastische Ligament — stets kenntlich an der ventral konvexen Querstreifung der Felder — auf den breiten erhöhten Leisten ansetzt, zeigt umgekehrt diese neue Form das elastische Ligament in den tiefen, breiten Furchen liegend. „Diese Art ist also scharf von *P. Sandbergeri* unterschieden¹⁾ und zeigen sich auch andere Unterschiede“ (l. c. p. 200).

Da meine Zeit nicht zu einer entsprechend eingehenden Behandlung hinreichte, hat sich Herr Dr. REIS, der in dankenswertester Weise mir sein reiches Material zur Verfügung stellte, eine solche vorbehalten.

Modiolaria moguntina nov. sp.

Tafel I, Fig. 21.

Die Schale ist länglich oval, der Dorsalrand stärker gewölbt als der Ventralrand. Vorder- und Hinterrand gleichmäßig gerundet. Der Hinterrand geht in ganz allmählicher Krümmung in den geraden Schloßrand über; nur bei einem abnorm hohen Exemplare kommt es zur Bildung eines stumpfen, gerundeten Winkels. Der Ventralrand verbindet Vorder- und Hinterrand in äußerst flacher, durch keinerlei Einbuchtung gestörter Krümmung.

Die Gestalt ist recht ähnlich der in nordeuropäischen Meeren so weit verbreiteten *Modiolaria discors* L. (nec LAMARCK, nec DESHAYES, nec autores hoc nomine formam mediterraneam significantes!²⁾ Auch das Verhältnis von Länge zu Höhe und Breite ist ganz das gleiche. Die Maße unserer Form schwanken zwischen den Extremen:

Länge: 10,0—17,5 mm,
Höhe: 6,0—11,0 mm,
Dicke: 5,0— 8,0 mm (Doppelschale!).

¹⁾ Es ist derselbe Grund, der HÖRNES veranlaßte, „nach dem Vorgange des Herrn Dr. ROLLE“ die *P. Rollei* von der *P. Soldani* DESH. zu trennen.

²⁾ Eine gute Übersicht der sehr verwickelten Nomenklatur dieser Form haben BUCQUOY, DAUTZENBERG und DOLFFUSS in „Les mollusques marins du Roussillon“ Paris 1887—98 Tom. II p. 166 f. gegeben.

Die Maße für *Modiolaria discors* L. sind:

Länge: 13,0 mm,

Höhe: 8,0 mm,

Dicke: 6,0 mm,

oder bei beiden:

Länge: Höhe = 1,6,

Länge: Dicke = 2,1 (2,0).

Die Wirbel liegen dicht am Vorderrande, überragen den Schloßrand und mögen sich wohl bei geschlossenen Schalen berühren. (Ein doppelschaliges Exemplar liegt mir nicht vor.) Vom Wirbel läuft eine Linie stärkster Wölbung — kaum „Kante“ zu nennen — zur unteren Ecke des Hinterrandes.

Die Skulptur der Schale besteht aus zwei Feldern zarter Rippen, die vom Wirbel ausstrahlen; das vordere enthält 5—7, das hintere 27—30 Rippen. *Modiolaria discors* L. sp. hingegen hat im vorderen Felde 10—12, im hinteren 40—50 Rippen (nach H. A. MEYER und K. MÖBIUS¹).

Der Hauptunterschied gegen diese wie alle ihr verwandten Arten liegt in der Tatsache, daß die vorderen Rippen nicht wie bei allen jenen Arten den ganzen Winkel zwischen Wirbel und Vorderrand ausfüllen, sondern ein kleines, Lunulaartiges Feldchen rippenfrei lassen, das infolge der von ziemlich starken Anwachsstreifen gebildeten konzentrischen Skulptur sich scharf abhebt. Die wenigen vorderen Rippen sind relativ breit und treten unvermittelt auf. Die hinteren Rippen setzen gegen das glatte Mittelfeld scharf ab; gegen den Schloßrand zu aber werden sie immer feiner und verlieren sich schließlich, so daß auch zwischen dem hinteren Skulpturfeld und Schloßrand ein nur von Anwachsstreifen gezieltes Feld bleibt. Es scheint mir das um so wichtiger, als dadurch die für die Gattung charakteristische Zähnelung, die in der Nähe des Wirbels senkrecht zum Schloßrand steht, dann aber immer mehr sich schief dazu stellt, als wesentlich selbständigere Schutzvorrichtung erscheint. Denn die recht kräftige Zähnelung steht in keinem Verhältnis zu den letzten eben noch angedeuteten Rippenrudimenten. Das Mittelfeld zeigt auch unter der Lupe keine Andeutung von radialen Falten und wird nur von den Anwachsstreifen gequert.

Die sehr zarten Anwachsstreifen sind bei gut erhaltener Schale scharf ausgeprägt und bewirken, wo die radialen Rippen durchsetzen, eine zierliche Gitterung der Schale. Einzelne Stillstandsperioden im Wachstum der Schalen sind durch stärkeres Hervortreten einzelner Anwachsstreifen gekennzeichnet.

Die Schale ist dünn und glänzend. Muskeleindrücke und Mantelrand sind nicht zu beachten.

Von den mir bekannten rezenten Arten scheint *Modiolaria discors* L. sp. unserer Form am nächsten zu stehen. Auf die Unterschiede habe ich schon hingewiesen.

Modiolaria discors L. sp. wird fossil von HÖRNES (Foss. Moll. Tert. Beck. v. Wien; Abh. K. K. Geol. R.-A. Wien, Bd. II, 1870, p. 349, T. XLV, Fig. 5ab) aus den Grunder Schichten (zweite Mediterranstufe) erwähnt und sehr schön abgebildet. Er kannte nur wenige Exemplare, die sich durch ihre geringe Größe auszeichnen (Länge 4 mm, Höhe 2 mm, Dicke 1 mm.). WOOD (Crag Mollusca Vol. II, 1848, p. 63, T. VIII, Fig. 5) gibt eine sehr schlechte Abbildung einer hierher gehörigen Form aus dem Chillesford Crag; nach JEFFREYS (British Conchology Vol. II, 1863, p. 126) kommt sie obertertiär zu Elei in England vor.²)

¹) Fauna der Kieler Bucht 1872 Bd. II p. 78 Tafel gegenüber p. 80 Fig. 4—9 (optime!).

²) Citirt nach HÖRNES l. c.

Modiolaria saucatsensis COSSMANN¹⁾ erinnert auch an unsere Form, ist aber kleiner, schlanker, viel weniger konvex und scheint — der Abbildung nach — weniger zahlreiche und gröbere Rippen zu haben.

Von *Modiolaria moguntina* m. liegen mir 22 Schalenhälften in mehr oder minder brauchbaren Exemplaren vor. Sie stammen aus den oberen Bänken des Cerithienkalkes des Kleinen Kalmit bei Landau. Über das von *Serpeln* erfüllte Kalkbänkchen, in dem sie sich fanden, habe ich auf p. 13 berichtet. Die Stücke mußten alle erst durch Präparation in dem mäßig harten Kalke freigelegt werden. Leider waren mit die besten Exemplare schon in zerbrochenem Zustande im Kalke eingebettet, was bei der außerordentlichen Zartheit der Schalen ja nicht verwunderlich ist.

Panopaea sp.

Aus den Kalksandsteinen des Kleinen Kalmit, vom Wege gegen Wollmesheim zu, liegen mir mehrere Steinkerne vor, die ich hierher ziehe. Einer derselben zeigt auf dem Querbruche deutlich unter dem Buckel den Querschnitt des breiten dreieckigen Ursprunges, der das desmodonte Schloß kennzeichnet. Auch der Gesamthabitus, mit dem Vorderrand genähertem Wirbel und parallelen dorsalen und ventralen Schalenrändern, läßt an der Zugehörigkeit zu *Panopaea* nicht zweifeln. Im übrigen aber ist die Erhaltung zu schlecht, als daß sich eine weitere Bestimmung vornehmen ließe.

Anhang.

Liste der Fossilien des Cyrenenmergels der Rheinpfalz.

I = Selzbachtal zwischen Morschheim und Mauchenheim; II = Umgebung von Kirchheimbolanden; III = zwischen Marnheim und Göllheim (Sandbrunnenhäuschen etc.); IV = zwischen Albisheim und Stetten; V = Harxheim; VI = Zell; VII = südlich Ebertsheim; VIII = zwischen Bubenheim und Ottersheim; IX = zwischen Merteshem und Rodenbach; X = Asselheim.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
<i>Ostrea cyathula</i> LAM.	×	×	×			×	×		×	×
<i>Nucula piligera</i> SDBG.		×								
<i>Pectunculus</i> sp.	×									
<i>Cyrenasemistriata</i> DESH. (in VI auch <i>var. maior</i>)		×	×	×!		×				
<i>Cyprina rotundata</i> A. BR.		×								
<i>Cytherea incrassata</i> SOW.	×	×	×				×		×	×
<i>Cytherea subarata</i> SDBG.	×	×				×			×	
<i>Corbula subarata</i> SDBG.									×	
<i>Corbulomya crassa</i> SDBG.		×							×	
<i>Corbulomya nitida</i> SDBG.		×								
<i>Corbulomya triangula</i> NYST.		×								
<i>Cerithium margaritaceum</i> BROCH.	×	×	×		×	×	×	×		×
<i>Cerithium Lamarcki</i> BRONG.	×	×	×			×		×	×	

¹⁾ Sur quelques formes nouvelles ou peu connues des Faluns du Bordelais. Assoc. franç. pour l'avancement d. sciences. Congrès de Bordeaux 1895 p. 21.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
<i>Cerithium plicatum</i> BNG. var. <i>papillatum</i> SDBGR.	×	×	×			×	×		×	
<i>Cerithium plicatum</i> var. <i>intermedium</i> SDBGR.	×	×	×							
<i>Cerithium plicatum</i> var. <i>multinodosum</i> SDBGR.		×	×			×			×	×
<i>Cerithium plicatum</i> var. <i>Galeotti</i> NYST			×						×	×
<i>Cerithium abbreviatum</i> A. BR.		×							×	
<i>Litorina moguntina</i> DESH.										×
<i>Natica</i> sp.		×				×				
<i>Rissoa Michaudi</i> NYST.		×								
<i>Buccinum cassidaria</i> BRONN.									×	
<i>Fusus</i> cf. <i>elongatus</i> NYST.									×	
<i>Balanus</i> sp.						×	×		×	×

Fossiliste des Meeressandes von Kirchheimbolanden.

s. = selten; s. s. = sehr selten; h. = häufig; s. h. = sehr häufig.

Lamellibranchiata.

<i>Perna Sandbergeri</i> DESH.	s. s.
<i>Lima Sandbergeri</i> DESH.	s.
<i>Ostrea callifera</i> LAM.	s.
<i>Modiola micans</i> AL. BR.	s.
<i>Nucula piligera</i> SDBGR.	s. s.
<i>Arca rudis</i> DESH.	s. s.
<i>Arca Sandbergeri</i> DESH.	s.
<i>Pectunculus obovatus</i> LAM.	s. h.
<i>Pectunculus angusticostatus</i> LAM.	s. h.
<i>Cardita omaliana</i> NYST.	s. h.
<i>Cardita paucicostata</i> SDBGR.	s.
<i>Chama exogyra</i> AL. BR.	s.
<i>Diplodonta fragilis</i> AL. BR.	s. s.
<i>Lucina</i> (nov. sp.?)	s. h.
<i>Lucina Heberti</i> DESH.	s.
<i>Lucina squamosa</i> LAM.	s.
<i>Cardium tenuisulcatum</i> NYST.	s.
<i>Cardium Deفرanci</i> DESH.	h.
<i>Cardium scobinula</i> MERIAN.	s. h.
<i>Cytherea splendida</i> MERIAN.	h.
<i>Cytherea depressa</i> DESH.	s. h.
<i>Cytherea incrassata</i> SOW.	s.
<i>Tellina faba</i> SDBGR.	s. s.
<i>Psammobia plana</i> DESH.	s. s.
<i>Syndosmya elegans</i> DESH.	s. s.
<i>Panopaea Heberti</i> BRONG.	s.
<i>Saxicava bicristata</i> SDBGR.	s. s.
<i>Thracia elongata</i> SDBGR.	s. s.
<i>Thracia faba</i> SDBGR.	s.
<i>Spheniopsis scalaris</i> AL. BR.	s. s.
<i>Corbula</i> sp.	s. s.

Gastropoda.

<i>Emarginula Nysti</i> BOSQ.	s. s.
<i>Emarginula</i> cf. <i>Schlotheimi</i> BRONN.	s. s.
<i>Emarginula</i> cf. <i>conica</i> SDBR.	s. s.
<i>Trochus trochlearis</i> SDBGR.	s.
<i>Trochus rhenanus</i> MERIAN.	s.
<i>Trochus sexangularis</i> SDBR.	s. s.
<i>Natica Nysti</i> D'ORB.	s.
<i>Natica crassatina</i> LAM.	s. s.
<i>Natica</i> cf. <i>hantoniensis</i> SOW.	s. s.
<i>Rissoa Michaudi</i> NYST.	s.
<i>Cerithium plicatum</i> BENG. var.	s. s.
<i>Cerithium Henckeli</i> NYST.	s. s.
<i>Cerithium limula</i> DESH.	s.
<i>Cerithium dentatum</i> AL. BR.	s. s.
<i>Cerithium dissitum</i> DESH.	s. s.
<i>Cerithium laevissimum</i> SCHLOTH.	s. s.
<i>Cypraea Meyeri</i> BOETTG.	s. s.
<i>Cassidaria depressa</i> v. BUCH.	s.
<i>Tritonium foveolatum</i> SDBGR.	s. s.
<i>Pleurotoma belgica</i> GOLDF.	s.
<i>Pleurotoma Selysii</i> DE KON.	s. s.
<i>Bulla conoidea</i> DESH.	s. s.
<i>Bulla turgidula</i> DESH.	s. s.

Scaphopoda.

<i>Dentalium</i> sp.	s. s.
----------------------	-------

Echinodermata.

Echinidenstachel.	s. s.
-------------------	-------

Vermes:

<i>Serpula</i> sp.	s. s.
--------------------	-------

<p>Coelenterata.</p> <p><i>Balanophyllia</i> sp. s. s.</p> <p>Protozoa.</p> <p><i>Quinqueloculina</i> sp. s.</p>	<p>Vertebrata.</p> <p>Fischreste s. s.</p> <p>Pflanzenreste.</p> <p>Blattabdrücke, Früchtchen.</p>
--	--

Fossiliste des Meeressandes von Hallgarten (Bauwald und Hasental).

1 = ein einzelnes Exemplar oder Bruchstück; m. = zwei und mehrere; v. = viele.

<p>Lamellibranchiata.</p> <p><i>Spondylus tenuispina</i> SDBGR. 1</p> <p><i>Ostrea cyathula</i> LAM. m.</p> <p><i>Arca</i> cf. <i>rudis</i> DESH. 1</p> <p><i>Arca Sandbergeri</i> DESH. m.</p> <p><i>Pectunculus obovatus</i> LAM. m.</p> <p><i>Pectunculus angusticostatus</i> LAM. m.</p> <p><i>Limopsis Goldfussi</i> NYST. 1</p> <p><i>Cardita omaliana</i> NYST. v.</p> <p><i>Cardita paucicostata</i> SDBGR. m.</p> <p><i>Chama exogyra</i> AL. BR. m.</p> <p><i>Cardium tenuisulcatum</i> NYST. m.</p> <p><i>Cardium Defranci</i> DESH. 1</p> <p><i>Cardium scobinula</i> MERIAN m.</p> <p><i>Cyprina rotundata</i> AL. BR. 1</p> <p><i>Cytherea splendida</i> MERIAN m.</p> <p><i>Cytherea depressa</i> DESH. 1</p> <p><i>Cytherea incrassata</i> SOW. m.</p>	<p>Gastropoda.</p> <p><i>Trochus rhenanus</i> MERIAN m.</p> <p><i>Natica crassatina</i> LAM. m.</p> <p><i>Natica Nysti</i> D'ORB. m.</p> <p><i>Bayania semidecussata</i> LAM. m.</p> <p><i>Cerithium plicatum</i> BRNG. var. <i>Galeotti</i> NYST. m.</p> <p>Zwischenformen zwischen <i>multinodosum</i> und <i>papillatum</i> m.</p> <p><i>Cerithium</i> (nov. sp.?) (!) v.</p> <p><i>Cerithium dentatum</i> DEFR. m.</p> <p><i>Cerithium trochleare</i> LAM. 1</p> <p><i>Cerithium Boblayei</i> DESH. m.</p> <p><i>Cerithium abbreviatum</i> AL. BR. m.</p> <p><i>Columbella inornata</i> SDBGR. 1</p> <p><i>Murex Deshayesi</i> NYST. 1</p> <p><i>Pleurotoma belgica</i> GOLDF. v.</p> <p>cf. <i>Conus symmetricus</i> DESH. 1</p>
---	--

<p>Scaphopoda.</p> <p><i>Dentalium Kickxi</i> NYST. m.</p> <p>Crustacea.</p> <p><i>Balanus</i> sp. m.</p>	<p>Coelenterata.</p> <p><i>Balanophyllia sinuata</i> REUSS. v.</p>
---	---

Fossiliste des Meeressandes (Sandstein und Kalksandstein) von Feilbingert.

<p>Lamellibranchiata.</p> <p><i>Ostrea callifera</i> LAM.</p> <p><i>Nucula piligera</i> SDBGR.</p> <p><i>Pectunculus obovatus</i> LAM.</p> <p><i>Cardita omaliana</i> NYST.</p> <p><i>Cardita paucicostata</i> SDBGR.</p> <p><i>Chama exogyra</i> AL. BRAUN.</p> <p><i>Diplodonta fragilis</i> AL. BR.</p> <p><i>Lucina Heberti</i> DESH.</p> <p><i>Lucina</i> cf. <i>tenuistria</i> HEB.</p> <p><i>Cardium scobinula</i> MERIAN.</p> <p><i>Cytherea splendida</i> LAM.</p>	<p><i>Thracia elongata</i> SDBGR.</p> <p><i>Thracia faba</i> SDBGR.</p> <p>Gastropoda.</p> <p><i>Natica crassatina</i> LAM.</p> <p><i>Cerithium</i> cf. <i>Lamarcki</i> BRONGN.</p> <p><i>Cerithium plicatum</i> BRNG. var.</p> <p><i>Cerithium dentatum</i> AL. BR.</p> <p><i>Pleurotoma belgica</i> GOLDF.</p> <p><i>Trochus</i> sp.</p> <p>Vertebrata.</p> <p>Fischreste.</p> <p><i>Halitherium Schinzi</i> KAMP.</p>
--	--

Tafelerklärung.

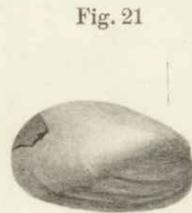
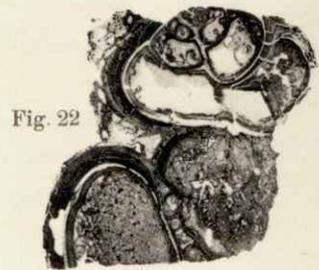
- Fig. 1. *Dorsanum laticosta* SDBGR. sp. Untere Cerithienschichten. Kleinkarben.
Fig. 2. Dasselbe; kleineres Exemplar.
Fig. 3. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. var. *Heusleri* BOETTG. Kleines Exemplar. Harxheim a. d. Pfrimm. Untere Cerithienschichten.
Fig. 4. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. var. *ornata* m. Hochheim. Cerithienschichten.
Fig. 5. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. var. *Heusleri* BOETTG. Offenbach a. M. Untere Cerithienschichten.
Fig. 6. Dasselbe; kleines Exemplar.
Fig. 7 und Fig. 9. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. var. *Heusleri* BOETTG. Harxheim a. d. Pfrimm. Untere Cerithienschichten.
Fig. 8 und Fig. 10. *Stenomphalus cancellatus* THO. sp. var. *ornata* m. Hochheim. Cerithienschichten.
Fig. 11—20. *Cerithium arcuatum* SDBGR. Neustadt a. H. Untere Cerithienschichten.
Fig. 21. *Modiolaria moguntina* nov. sp. Kleiner Kalmit. Obere Cerithienschichten. Steinkern des größten Exemplars.
Fig. 22. Schliff durch zwei Steinkerne von *Helix* aus stromatolithischen Gebilden von Kallstatt.
-

Die Photographien auf Tafel I wurden vom Institutsdiener P. WELZ unter der Aufsicht des Verfassers aufgenommen, nicht wie irrthümlich auf der Tafel steht, vom Autor selbst.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Geologischer Teil	1—86
1. Einleitung	1—3
2. Literaturverzeichnis	3—8
3. Topographischer Überblick	8—9
4. Lokale Beschreibung	9—45
a) Vorderpfälzisches Hügelland	9—37
Büchelberg und Appenhofen (S. 9—10); Kleiner Kalmit und Umgebung (S. 10 bis 20); Frankweiler bis Landau (S. 20—24); Umgebung von Maikammer (S. 24—25); Neustadt und Königsbach (S. 25—27); Dürkheim und Umgebung (S. 27—37).	
b) Nordpfälzisches Tertiärplateau	37—45
Das Plateau von Battenberg (S. 37); das Plateau von Neuleiningen-Mertesheim (S. 37—40); Das Plateau von Kerzenheim-Harxheim (S. 41—45).	
5. Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	45—64
a) Fossilisten nebst Bemerkungen	45—48
I. Die Fossilien aus den Cerithienschichten der Pfalz	45—47
II. Die Fossilien aus den Corbiculaschichten der Pfalz	47—48
III. Fauna der Hydrobienschichten der Pfalz	48
b) Stratigraphische Übersicht	51—64
A. Die Kalkfazies	52—61
a) Der Cerithienkalk (S. 52—59); b) Der Corbiculakalk (S. 59—61); c) Die Hydrobienschichten (S. 61).	
B. Die Tonmergelfazies der Corbicula- und Hydrobienschichten	61—64
6. Bemerkungen zur Tektonik des Tertiärs	64—75
I. Vor-mitteloligocäne Störungen	70—72
II. Mitteloligocäne Störungen	72—73
III. Nach-mitteloligocäne — vormiocäne Störungen	73—75
IV. Nach-untermiocäne Störungen	75
7. Petrographische Notizen	76—87
Oolithe und Stromatolithe	76—80
Knollenkalke und Kalkgerölle im Kalk	80—83
Algensinterkalke	83—86
Kreideartige Kalke	86
II. Paläontologischer Teil mit einem Anhang: Fossilisten des Cyrenenmergels und des Meeressandes der Rheinpfalz	87—101
Über einzelne Fossilien der Cerithienschichten	87—99
Liste der Fossilien des Cyrenenmergels der Rheinpfalz	99—100
Fossiliste des Meeressandes von Kirchheimbolanden, Hallgarten und Feilbingert	100—101
Tafelerklärung	102





Autor. phot.

Inhaltsverzeichnis

1-24	A. Geologischer Teil	
1-3	I. Einleitung	
3-5	2. Literaturrevision	
5-8	3. Topographischer Überblick	
8-11	A. Lokale Beschreibung	
11-17	a) Vorbergschichtes Mittelrand	
	Müchberg und Appelsdorf (S. 9-10); Kälber Kahlh. und Fingberg (S. 10-11);	
	die VV; Finkenauer bei Landau (S. 12-13); Umgebung von Mühlhausen	
	(S. 14-15); Weismann und Kälber (S. 16-17); Dittelsheim und Umgebung	
	(S. 17-18)	
17-19	b) Nordgermanische Fortpflanzung	
	Das Gebiet von Fattberg (S. 17); das Gebiet von Kälber (S. 18-19)	
19-21	B. Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	
19-20	a) Kälber als neue Formationen	
20-21	I. Die Kälber aus dem Geröllschichten der FV	
21-22	II. Die Kälber aus dem Geröllschichten der FV	
22	III. Name der Kälberformation der FV	
21-23	b) stratigraphische Übersicht	
23-24	A. Die Kälber	
	a) Der Geröllschichten (S. 23-24); b) Die Geröllschichten (S. 24-25); c) Die	
	Kälber (S. 25)	
24-26	B. Die Zusammenfassung der Geröll- und Kälberformation	
24-25	C. Zusammenfassung zur Tabelle der Fortpflanzung	
25-26	I. Vorbergschichtes Mittelrand	
26-27	II. Müchbergische Formationen	
27-28	III. Kälber-Formationen — verschiedene Formationen	
28	IV. Nordgermanische Fortpflanzung	
28-29	V. Stratigraphische Übersicht	
29-30	Geröll- und Kälber	
30-31	Kälber und Kälber	
31-32	Altkalber	
32	Kälberige Kälber	
32-33	H. Paläogeographischer Teil mit einer Karte; Positionen der Grenzverschiebung und der	
33-34	Grenzverschiebung der Kälber	
34-35	Über die Kälber der Geröllschichten	
35-36	Über die Kälber der Geröllschichten	
36-37	Über die Kälber der Geröllschichten	
37-38	Über die Kälber der Geröllschichten	
38-39	Über die Kälber der Geröllschichten	
39-40	Über die Kälber der Geröllschichten	
40	Über die Kälber der Geröllschichten	

Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck.

Von
Hans Krauss.

(Mit 1 Karte, 1 Profiltafel, 2 Fossiltafeln, 9 Figuren im Text und 2 Textbeilagen.)

I. Einleitung.

Klar und deutlich laufen die Züge der bayerischen Alpen vom Inntal nach Osten gegen Salzburg; in kontinuierlichen Linien lassen sich die Triasrippen, die Juramulden verfolgen.

Ohne jeden Übergang ändert sich plötzlich an der Linie Reichenhall-Unken das tektonische und auch landschaftliche Bild: an Stelle der Faltenzüge im Westen der Saalach treten im Osten die Plateaumassen von Untersberg, Lattengebirg, von der Reiteralm.

Dieser starke Kontrast, den GÜMBEL noch allein durch den Wechsel im Baumaterial der aneinandergrenzenden Gebirgsteile erklären wollte, wurde durch HAUG in ein neues Licht gerückt, der erkannte, daß nicht einzelne tektonische Glieder nebeneinander, sondern übereinander liegen.

Bald mit, bald ohne Erfolg angegriffen, hat HAUGS Arbeit auf alle Fälle den einen Erfolg, den er selbst als wünschenswert bezeichnete, gehabt, daß diese Gebiete mit neuem Eifer nach „für“ und „wider“ durchstreift werden.

Als Früchte dieser Tätigkeit liegen bereits eine Reihe von Neuaufnahmen der in den alten Karten nur ungenau dargestellten Gebiete vor; so HAHNS¹⁾ Bearbeitung der Unken-Loferer Gegend, LEBLINGS²⁾ Lattengebirgsaufnahme; soeben erscheint eine neue Aufnahme der Reiteralm durch Herrn GILLITZER³⁾ und so will auch diese Arbeit einen Beitrag liefern zur Klärung der Fragen, die sich um Berchtesgadener und Hallstädter Trias, um Salz und Gosau drehen und so einer vollständigen Kartierung vorarbeiten.

So wünschenswert eine Hereinbeziehung des Stauffen-Zwiesel-Massives gewesen wäre, konnte doch davon Abstand genommen werden, da eine gesonderte Bearbeitung dieses Gebietes von anderer Seite bereits ihrem Abschluß entgegen geht. Übrigens war es mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn General HAGEN möglich, die Verhältnisse insoweit kennen zu lernen, als es zur Klärung der stratigraphischen Beziehungen notwendig war.

¹⁾ F. F. HAHN, Geologie der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe. Jahrb. d. K. K. Geol. R. A. 1910.

²⁾ Cl. LEBLING, Geol. Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jahresh. 1911.

³⁾ G. GILLITZER, Der geol. Aufbau des Reiteralgebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jahresh. 1912.

Die Kartierung wurde während der Osterferien 1910 und der Oster- und Herbstferien 1911 durchgeführt.

Eine angenehme Pflicht ist es mir, an dieser Stelle nochmals allen zu danken, die sich die Förderung dieser Arbeit angelegen sein ließen. Vor allem Herrn Prof. A. ROTHPLETZ, der auf einer Reihe von Revisionstouren seine Erfahrung der Aufnahme zugute kommen ließ; Herrn Prof. SCHLOSSER und Herrn Prof. BROILI, die bei Ausarbeitung des Materials stets bereitwillig Wissen und Erfahrung zur Verfügung stellten; den Herren der K. K. Reichsanstalt in Wien für Vergleichung einzelner Fossilsuiten, besonders Herrn Chefgeologen GEYER, Herrn Bergrat TELLER, Herrn Kustos KITTL, Herrn Dr. AMPFERER und Herrn Dr. TRAUTH; dem Herrn Hauptlehrer KRÖNNER für sein zur Verfügung gestelltes Fossilmaterial; Herrn Bauamts-assessor DANTSCHER für die Überlassung von Karten und Plänen und mancherlei mündliches Detail; dem Forstamt Reichenhall, besonders Herrn Assessor FIRNKÄS für die Überlassung der forstlichen Karten zur Revision meiner eigenen kartographischen Unterlage; Herrn Dr. HAHN, der auf mancher Tour mich begleitete und dabei in die Geologie des Berchtesgadener Landes einführte.

Topographie.

Das aufgenommene Gebiet ist kein geographisch einheitlicher Komplex. Die Grenzen sind fast durchwegs durch angrenzende Kartierungen gegeben; nur im Norden griff ich mit Erlaubnis des Herrn General HAGEN soweit es sich um Kreide handelte über die eigentliche Gebietsgrenze hinaus, um ein geschlossenes Bild der Reichenhaller Gosauschichten geben zu können.

Die orographische Gliederung schließt sich eng an die tektonische an.

Vor der Reiteralm-Lattengebirgsmasse liegt gegen die Saalach zu eine Reihe losgelöster Einzel-schollen — durchwegs steil und markant gebaute Gipfel, die, obwohl sie weder Struktur noch Morphologie der Plateaustöcke zeigen, doch deutlich durch ihre fazielle Entwicklung ihre Zugehörigkeit dartun.

Im Süden mit dem Achberg und Kesslerhorn beginnend, treten sie mit Kienberg (1004 m) und Müllnerhorn (1357 m) als breite Zone in unser Gebiet ein. Sie bilden den südöstlichen Teil, dem im Norden der Reichenhaller Kessel (ca. 470 m), im Nordwesten ein breites Hauptdolomitgebiet mit meist unbedeutenden Höhen vorlagert (Gebersberg 1052 m, Albauerkopf 922 m, Hochbissel 921 m, Siebenpalfen 832 m); nur im Ristfeuchthorn, das als Abschluß noch zur Dürnbachhorn-Sonntagshorn-Masse zu rechnen ist, machen sich deren bedeutende Höhen mit 1564 m noch einmal bemerkbar.

II. Geschichtlicher Überblick.

Als Erster hat sich mit Reichenhalls geologischen Verhältnissen M. FLURL¹⁾ beschäftigt; ihn interessierte vor allem die Salzgewinnung und die Herkunft der Sole, bei deren Besprechung er einige Bemerkungen zur Geologie des Reichenhall-Berchtesgadener Salzvorkommens macht.

1846²⁾ veröffentlichte K. SCHAFFHÄUTL eine Arbeit, der eine Karte der bayerischen Alpen von Füssen bis Reichenhall beigegeben ist. Sie hat nur noch historischen Wert, ebenso wie die 1851 erschienene des gleichen Autors,³⁾ auf der Stauffen und Zwiesel als Jura, das Becken als Tertiär, alles übrige als „Dolomit“ dargestellt ist. Noch bevor seine Lethaea erschien, die wir als weniger wichtig bei Seite lassen, trat 1861⁴⁾ GÜMBEL mit seiner Alpenarbeit hervor, der 1866⁵⁾ noch

¹⁾ M. FLURL, Beschreibung der Geb. Bayerns und der oberen Pfalz, München 1792.

²⁾ K. SCHAFFHÄUTL, Beiträge z. näheren Kenntnis d. bayer. Voralpen. (Leonh. u. Bronns Jahrb. 1846.)

³⁾ K. SCHAFFHÄUTL, Geogn. Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges 1851.

⁴⁾ C. W. GÜMBEL, Geogn. Beschreibung des bayer. Alpengebirges 1861.

⁵⁾ C. W. GÜMBEL, Über neue Fundstellen von Gosau-Schichten und Vilserskalk. (Sitz.-Ber. d. Ak. München 1866.)

eine kleine aber sehr wichtige Schrift über Jura und Kreide bei Reichenhall nachfolgte. Weitaus das meiste was bis jetzt über unser Gebiet bekannt geworden ist, verdanken wir diesen beiden Schriften.

GÜMBEL'S scharfer Blick hat bereits die Bedeutung der Kugelbach-Schneizleiter Linie erkannt und das Müllnerhorn mit den Berchtesgadener Plateaustöcken (Untersberg-Lattengebirg-Reitalm) als „Reichenhaller Gebirg“ vereinigt, eine Erkenntnis, die später wieder verloren ging (Böse). Die komplizierten tektonischen Verhältnisse in der Karlsteiner Gegend versuchte er mit einer „großartigen Schichtüberstürzung“ zu erklären, „indem sich eine Ostwest-Dislokationslinie am Nordfuße des Untersberges mit einer zweiten Südwest-Nordost-Aufbruchsspalte kreuzt, welche von Lofher die Richtung der Saalach angibt“. Das Vorkommen von Aptychenschichten und Neocom in kleinen Resten an dieser „Aufbruchsspalte“ brachte er in Beziehung zu dem Vorkommen im Unkener Kessel und ebenso Teile des Felsenchaos bei Karlstein mit den nicht allzulang vorher von PETERS entdeckten *Monotis salinaria*-führenden Hallstätter Kalken am Unkener Kalvarienberg.

Daß diese Aufbruchsspalte gleichzeitig eine Faziesgrenze bildet, war ihm nicht unbekannt, ebenso die wichtige Stellung der Carditaschichten in dem Dolomitenkomplex des Lattengebirgs und Müllnerhorns.

Und so sind auch seine Eintragungen der Trias mit nicht allzugroßen Ausnahmen richtig. Bedeutendere Abweichungen ergaben sich erst in Jura und Kreide, die sich starke Abänderungen gefallen lassen mußten. Auffallend unrichtig sind die Verhältnisse zwischen Karlstein und Listsee dargestellt, wo statt einer deutlich entwickelten Kössener-Lias-Aptychen-Neocom-Serie Wettersteinkalk und Raibler Schichten eingetragen sind.

Die in der Nachschrift vom Jahre 1866 angeführten Vilser Kalke aus diesem Bezirk wären sehr unwahrscheinlich und konnten auch nicht wieder aufgefunden werden.

Die ganze Darstellung sowohl als auch die Zitierung von teils ungenauen, teils verwechselten Ortsangaben zeigt, daß GÜMBEL sich größtenteils auf die Vorarbeiten eines andern stützte, und das dürfte wohl der von ihm selbst zitierte Salzfertiger WURMER sein, der die reichen Details zusammengetragen hat, die GÜMBEL in seinen Schriften verarbeitete.

Und so sei neben dem Altmeister auch sein Name hier genannt.

Aus den dargelegten Umständen erklärt es sich auch, daß eine zusammenhängende Darstellung der tektonischen wie stratigraphischen Verhältnisse fehlt.

Die nächsten Dezennien brachten wenig Neues. 1868¹⁾ und 1869²⁾ finden wir kurze Notizen von MOJSISOVICS, der die dunklen Kalke von St. Zeno mit gleichen Vorkommen im Hangenden der alpinen Salzlager identifiziert — Reichenhaller Kalk — und eine kleine Fauna aus ihnen angibt. 1874 versuchte FUCHS³⁾ als Erster das Reichenhaller Tertiär zu gliedern und sein Alter festzulegen; eine Frage, die später von GÜMBEL⁴⁾ und DENINGER⁵⁾ mehr oder weniger ausführlich behandelt wurde.

BÖSE⁶⁾ beschäftigte sich 1898 eingehend mit der Umgebung Reichenhalls, besonders mit der Festlegung der Reichenhaller Kalke; seine Triasgliederung hat

¹⁾ E. v. MOJSISOVICS, Über den Salzberg von Aussee i. St. V. R. A. 1868.

²⁾ E. v. MOJSISOVICS V. R. A. 1869 S. 38.

³⁾ TH. FUCHS, Versteinerungen aus den Eocänbildungen v. Reichenhall V. R. A. 1874.

⁴⁾ C. W. GÜMBEL, Tertiär-Schichten von Reit im Winkel. — Geologie von Bayern 1894.

⁵⁾ K. DENINGER, Tertiär-Mollusken von Reit i. W. und Reichenhall. Geogn. Jahresh. 1901.

⁶⁾ E. BÖSE, Beiträge zur Kenntnis der alp. Trias. Z. d. D. Geol. Ges. 1898.

sich auch innerhalb des Gebietes als richtig erwiesen, wenn auch Einzeldaten (Raibler Schichten am Müllnerhorn, Bedeutung der Karlstein-Schneitzlreiter Linie) bereits von GÜMBEL richtiger dargestellt waren.

Während alle bisherigen Arbeiten der Tektonik nur einen kleinen Platz neben der Stratigraphie anwiesen, trat mit der Arbeit HAUGS¹⁾ von 1906 das tektonische Element in den Vordergrund; die faziellen Differenzen werden zur Aufstellung einzelner Deckenkomplexe benützt und nach ihm sehen wir im Reichenhaller Becken vier Decken des Salzkammergutes aufeinander liegen. Die folgenden Arbeiten von HAHN,²⁾ NOWAK,³⁾ SPENGLER,⁴⁾ LEBLING⁵⁾ haben sowohl Zahl wie Wesen der HAUG'schen Überfaltungsdecken mannigfach modifiziert, doch die Idee der Deckennatur großer Komplexe ist geblieben und hat an Boden gewonnen.

Die eiszeitlichen Gebilde wurden von BRÜCKNER⁶⁾ ziemlich eingehend in seiner Arbeit über die Vergletscherung des Salzbachgebietes behandelt, von PENK⁷⁾ später noch einmal in den wesentlichen Punkten übereinstimmend dargestellt. Die von PENK allzusehr in den Hintergrund gerückten tektonischen Elemente des Salzburger wie Reichenhaller Kessels haben in R. HOERNES⁸⁾ einen Verteidiger gefunden, der mit Anerkennung der HAUG'schen Theorien bestrebt ist, Tektonik und Morphologie in ein widerspruchsloses Ganzes zu vereinigen.

Eine Reihe von Fragen ist durch die ältere Literatur bereits angeschnitten, zum Teil auch außerordentlich widerspruchsvoll gelöst worden.

Auf dem Wege einer detaillierten Kartierung habe ich versucht, einiges zur Lösung dieser schwebenden Probleme beizutragen.

III. Stratigraphischer Teil.

Entsprechend einer Gliederung in drei Komplexe in der Natur, die sich aus der Karte leicht ersehen läßt — den Bayerischen, Hallstätter und Berchtesgadener —, gehe ich auch bei Besprechung der Stratigraphie vor. Es soll damit nicht a priori für ihre Deckennatur eingetreten werden, sondern es wird nur versucht, die in der Natur vorliegenden Verhältnisse auch möglichst natürlich und übersichtlich darzustellen.

Da der Begriff „Berchtesgadener Fazies“ leicht den Anschein erwecken kann, er sei mit dem häufig gebrauchten Ausdruck „Berchtesgadener Decke“ ohne weiteres identisch, sei eigens betont, daß bereits von anderer Seite (HAHN, NOWAK) festgestellt ist, in wie weitgehendem Maße Decke und basales Gebirg sich faziell einander nähern können. In dem behandelten Gebiet decken sich zwar beide Begriffe, aber wenn von Berchtesgadener Decke gesprochen wird, dann sollen damit nur die lokalen Verhältnisse zum Ausdruck kommen, ohne Rücksicht darauf, wie sich andere Gebiete Berchtesgadener Fazies zu diesem Komplex tektonisch verhalten.

¹⁾ E. HAUG, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. d. l. soc. géol. de France. 1906.

²⁾ F. F. HAHN, Geologie der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe. J. R. A. 1910.

³⁾ J. NOWAK, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Krakau 1911.

⁴⁾ E. SPENGLER, Zur Tektonik vom Sparberhorn und Katergebirg im Salzkammergut. Centr. f. M. 1911.

⁵⁾ Cl. LEBLING, Lattengebirge. Geogn. Jahresh. 1911.

⁶⁾ E. BRÜCKNER, Die Vergletscherung des Salzbachgebietes. (Geogr. Abh. Wien 1886.)

⁷⁾ A. PENK und E. BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. I. 1909.

⁸⁾ R. HOERNES, Der Einbruch von Salzburg und die Ausdehnung des interglazialen Salzburger Sees. Sitz.-Ber. d. Ak. Wien 1908. B. 117 I.

A. Berchtesgadener Fazies.

Sie setzt sich aus folgenden Gliedern zusammen:

- Gosau-Kreide,
- Tithon (Nerineen-Kalk),
- Dachsteinkalk (mit roten, tonigen Einlagerungen),
- Oberer Ramsaudolomit und Cardita-Schichten,
- Unterer Ramsaudolomit.

Eine einwandfreie Vertretung der Werfener Schichten, die ohne tektonischen Kontakt unter Ramsaudolomit erschlossen wären, ist nicht vorhanden.

I. Trias.

1. Unterer Ramsaudolomit.

Der Ramsaudolomit wurde von BÖSE (Z. d. D. Geol. Ges. 1898) aufgestellt und eingehender charakterisiert; im Detail hat ihn LEBLING (Lattengebirg, Geogn. Jahresh. 1911) vor kurzem im benachbarten Lattengebirg bearbeitet; auf diese Arbeiten, denen für die allgemeine Charakteristik kaum etwas Neues angefügt werden kann, sei zur Orientierung verwiesen.

Hier sollen vor allem die Funde und Tatsachen betont werden, die geeignet erscheinen, die BÖSE'sche Gliederung zu stützen oder zu modifizieren.

BÖSE stellte fest, daß bei Ausfall der mergeligen Cardita-Lagen ein geschlossener Dolomitstock von der anisischen bis in die karnische Stufe reichen kann. Die Dolomite über den Cardita-Schichten betrachtete er als Vertreter der oberen Raibler = Torer Schichten; LEBLING dagegen zieht den „oberen Ramsaudolomit“ (über Cardita-Schichten) bereits in die norische Stufe und setzt sie dem Bayerischen Hauptdolomit gleich. Ich will versuchen zu beweisen, daß die ältere — BÖSE'sche — Auffassung mir auf Grund der Fossilfunde in den Cardita-Schichten und dem oberen Ramsaudolomit besser begründet, wenn auch nicht vollständig richtig erscheint.

Der unter dem karnischen Niveau liegende Teil der Dolomitmasse — der „untere Ramsaudolomit“ — gibt zu besonderen Bemerkungen keinen Anlaß. Wohl ist hier die anisisch-ladinische Grenze noch wenig geklärt, doch läßt sich aus unserem Gebiet nichts Neues bringen. Denn die Unterlage ist nirgends ohne tektonische Beeinflussung erschlossen; da außerdem die erschlossene Mächtigkeit kaum über 400 m beträgt, ist es auch wenig wahrscheinlich, daß das anisische Niveau überhaupt irgendwo zum Ausstrich kommt.

Die petrographische Beschaffenheit weicht in keiner Weise vom Typ der Berchtesgadener Trias ab. Er ist immer zuckerkörnig, feinkristallin, bald grau, bald bräunlich, aber immer sehr hell, stets mit kleinen Hohlräumen durchsetzt; eine Unterscheidung von dem in nächster Nähe anstehenden Bayerischen Hauptdolomit bietet keinerlei Schwierigkeit.

An neuen Aufschlüssen läßt sich manchmal Bankung erkennen, die aber bei Verwitterung und Übergrasung rasch unkenntlich wird. Brekziöse Ausbildung ist bei der Sprödigkeit des Materials häufig; die Aufschlüsse an der Straße von Jettenberg nach Schneitzleit zeigen sehr schön, wie infolge dieser Sprödigkeit bei Steigerung der tektonischen Beeinflussung vollständige Zertrümmerung und schließliche Vergrusung eintritt.

An Fossilien konnte außer Diploporen mit sehr geringem Durchmesser (ca. 2 mm) nichts beobachtet werden. BÖSE gibt als verhältnismäßig häufig *Megalodon*

cf. *columbella* an; im unteren Ramsaudolomit könnte ich ihn nirgends finden; über sein Auftreten in höherem Ramsaudolomit siehe unter „Cardita-Schichten und oberer Ramsaudolomit“.

2. Cardita-Schichten und oberer Ramsaudolomit.

a) Cardita-Schichten.

Über Tag sind sie nur am Südhang des Müllnerhornes angeschnitten. Es sind dort in der Hauptsache dunkle häufig glimmerreiche Letten, die manchmal sandig werden und dann reichlich schlechte Pflanzenreste führen; damit sind in Verbindung dunkle Oolithkalke, die sich durch ihre rostige Verwitterung überall rasch verraten; nicht genau fixierbar innerhalb des Komplexes sind graue, flatschige, außerordentlich zähe Kalke und stark eisenführende Dolomit- und Kalklagen. Die Lagerungsverhältnisse sind zu stark durch tektonische Störungen (die möglicherweise zum Teil nur lokale Rutschungen sind) und besonders durch Überwachsung verdeckt, als daß ein einwandfreies Profil der ganzen Schichtfolge gegeben werden könnte.

Wichtiger für die Auffassung und Gliederung sind die Aufschlüsse, die durch den Wasserstollen geschaffen wurden und die ergänzt werden durch die Aufschlüsse über Tag im alten Kiblinger Bruch und am Ziehweg von Kibling zu Punkt 715 (vgl. Textfigur 1).

Der Stollen durchfährt in seinem südlichen Drittel die (über Tag nicht aufgeschlossenen) Cardita-Schichten, in den weiteren zwei Dritteln Ramsaudolomit. Obwohl der Kontakt zwischen beiden durch eine tektonische Fläche gebildet ist, scheint es mir doch richtig, ihr keine besondere Bedeutung beizumessen; die Überlagerung ist eine primäre.

Die aufgeschlossene Schichtfolge war folgende:

6. (oberer) Ramsaudolomit,
5. grünlichgraue, glimmerreiche Sandsteinbänke (ca. 50 m), übergehend in
4. schwarze Letten mit Pyritknoten, fossilifer (20—30 m²),
3. dunkle Mergel, pyritführend, sehr fossilreich (0,50 m),
2. schwarzer, pyritreicher, feinkristalliner Dolomit und schwarzer Sphaerocodien-Kalk.¹⁾ (ca. 1 m),
1. farbiger, bräunlicher bis grünlicher Dolomit (erschlossen ca. 2 m), Mächtigkeit nicht vollständig erschlossen.

Abgesehen von *Sphaerocodium* cf. *Bornemanni* ROTHPL. in Horizont 2 fanden sich reichlich Fossilien nur in Horizont 3, allerdings hier in großen Mengen; sie sind als Abdrücke oder als weiße, sehr mürbe, kalzinierte Schalen erhalten; das umschließende Gestein zerfällt unter dem Einfluß der Atmosphärien außerordentlich rasch, wodurch es erklärlich wird, daß aus diesem verbreiteten Horizont bis jetzt so wenig Arten abgebildet oder näher beschrieben worden sind. Ohne einen frischen Anbruch sind die selbst sehr zerbrechlichen Fossilien nicht zu erhalten.

Die Fossilliste umfaßt folgende Formen:

Crinoideen:

Encrinus granulatus MSTR.

Cephalopoden:

Carnites floridus WULF. (Taf. IV, Fig. 6 u. 6a).

cf. *Sirenites Theresiae* MOJS. (Taf. IV, Fig. 5).

¹⁾ Auf das Vorkommen der Sphaerocodien machte mich Herr Landesgeologe Dr. O. M. REIS aufmerksam, wofür ihm auch hier gedankt sei.

Bivalven:

Avicula Sturi BITTN. (NON WÖHRM.).

„ *cf. Weissenbachensis* TOULA.

Cassianella gryphaeata MSTR.

„ *tenuistria* MSTR.

„ *ampezzana* BITTN.

„ *Beyrichi* BITTN.

Gervillia sp.

cf. Posidonomya Wengensis MSTR.

Halobia cf. rugosa GÜMB.

Pinna sp.

Pecten Hallensis WÖHRM.

„ *transdanubialis* BITTN.

„ *Veszpremiensis* BITTN.

Dimyodon intusstriatum EMMR.

Myoconcha sp.

Palaeoneilo cf. tenuilineata KLIPST.

Macrodon juttensis PICHL.

Myophoria sp.

Astarte Wöhrmanni TOM.

Cardita cf. crenata MSTR.

Myophoricardium lineatum WÖHRM.

Gastropoden: ein unbestimmbarer Rest.

Brachiopoden: *Spiriferina* sp.

Fische: Ganoidschuppen.

Bemerkungen:

Carnites floridus WULF. Die kleine Form, die FRECH¹⁾ als Typ der niederösterreichischen Halobien-schiefer bezeichnete, außerordentlich häufig; daneben konnte aber in zwei Exemplaren die große ungerippte (*Carnites floridus* s. str.) gesammelt werden, die nach FRECH in den Nordalpen fehlt. Sie kommt ebenso wie im Bakonyerwald neben der kleinen Form vor und ist nur bedeutend seltener.

cf. Sirenites Theresiae MOJS. Obwohl die für *Sirenites* charakteristische Spaltung der Rippen gegen die Externdornen infolge schlechter Erhaltung dieser Partie nicht festgestellt werden kann, sei dieses Stück doch wegen der im übrigen großen Übereinstimmung hierher gestellt.

Cassianella gryphaeata etc., die Cassianellen sehr häufig; die einzelnen Gruppen nur schwer voneinander abzutrennen; von *Cass. ampezzana* BITTN. von BITTNER bereits angegeben, daß eine sehr ähnliche Form in den nordalpinen Schichten mit *Carnites floridus* sehr häufig sei.

cf. Posidonomya Wengensis MSTR., eine dünn-schalige, außerordentlich häufige, aber stets nur in Bruchstücken vorhandene Form.

Pecten Hallensis WÖHRM., neben dieser großen Form treten eine Masse kleiner glatter Pectiniden auf, die in den Hauptcharakteren sich mit *P. Hallensis* decken; sie gehören in die Gruppe der Entolien (PHILIPPI), deren kleine Vertreter aus der Reihe des *P. discites* SCHLOTH. fast ohne Änderung der Charaktere durch die Trias hindurchgehen; eine spezifische Bestimmung ließe sich nur nach dem Lager rechtfertigen.

Pecten transdanubialis BITTN. = ? *P. Veszpremiensis* BITTN.; diese sehr häufigen gerippten Pectiniden wurden bereits von BITTNER als sehr charakteristisch für die nordalpinen Cardita-Schichten angegeben. Beide wurden von BITTNER getrennt gehalten, obwohl von *P. transdanubialis* nur rechte Schalen, von *P. Veszpremiensis* nur linke aus dem gleichen Lager bekannt waren. Eine dem *P.*

¹⁾ F. FRECH, Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias (Balatonwerk. 1905).

transdanubialis sehr nahestehende Form hat BITTNER selbst mit *P. Veszpremiensis* vereinigt.¹⁾ Da beide in großen Mengen im Stollen nebeneinander vorkommen, erscheint mir eine Vereinigung beider gerechtfertigt.

Palaeoneilo cf. tenuilineata KLIPST., in einzelnen Lagern in großen Mengen vorhanden. Mit nordalpinen Formen läßt sich kein Stück identifizieren, die große Ähnlichkeit ohne die Möglichkeit einer vollständigen Gleichstellung mit Cassianer-Arten ist ebenso auffallend wie im Bakonyer Wald.

Spiriferina sp., diese Form steht durch die ausgezogenen Flügel ziemlich isoliert; sie erhält dadurch einen paläozoischen Habitus, den sie mit *Spirif. Lindströmi* J. BÖHM (cf. über obertriadische Fauna der Bäreninsel, Stockholm 1903) und *Spirif. Stacheyi* SALTER (cf. A. BITTNER, Himalayan fossils, Memoirs of the geological survey of India 1899) teilt.

Die Fossiliste zeigt bei einem Vergleich mit WÖHRMANN'S Gliederung der Raibler Schichten ohne weiteres, daß es sich um seine unteren Raibler Schichten = Cardita-Schichten handelt; die für die oberen Raibler Schichten = Torer Schichten charakteristischen Formen fehlen vollständig.

In der Zusammensetzung steht jedoch andererseits die von BITTNER beschriebene Veszpremer Fauna so nahe, daß die Identität mit den Veszpremer Mergeln (und den Reingrabener Schiefeln in Niederösterreich) außer Zweifel erscheint.

Die auffallende Ähnlichkeit mit dem Bakonyer Vorkommen — mit Überspringung der Vorkommen in Niederösterreich und Steiermark — erklärt sich sehr einfach durch die bis jetzt sehr spärlichen eingehenderen Fossilangaben aus diesen Gebieten. So hat bereits BITTNER auf die weite Verbreitung der Gruppe des *Pecten Veszpremiensis* in den Cardita-Schichten der Nordalpen hingewiesen. Das auffallende Auftreten und Verhalten der „Nuculiden“ wurde bereits besprochen. Auffallend ist der Reichtum an Cassianellen von Cassianer Typ, deren weitere Verbreitung durch eine Notiz BITTNER'S²⁾ aus dem „Segen Gottes“-Stollen bei Klein-Zell wahrscheinlich gemacht ist.

b) Oberer Ramsaudolomit.

Petrographisch ist er dem unteren Ramsaudolomit meist nahezu vollkommen entsprechend, so daß bei Ausfällen deutlicher Vertreter des Cardita-Horizontes eine Abtrennung schwierig ist; nur die häufig gute Bankung gibt einen Anhaltspunkt. An der Südseite des Müllnerhornes liegt er fossilifer zwischen Cardita-Mergel und Dachsteinkalk, an der Westseite ist eine exakte Abtrennung unmöglich und erst wieder im Norden gewinnen wir durch die Cardita-Schichten im Stollen Anhaltspunkte dafür, daß auch die darüberliegenden Dolomite der sogen. Kirchbergkanzel (nördlichster Teil des Müllnerberges) in dieses Niveau gehören. Fossilfunde im Dolomit der näheren Umgebung des Stollens setzen uns in die Lage, eine Gliederung des sogen. oberen Ramsaudolomites zu versuchen. Die folgende Skizze Nr. 1 soll diese Verhältnisse erläutern.

Der Dolomit, der im Stollen auf den Cardita-Schichten liegt, ist ca. 500 m Saalach-aufwärts durch einen aufgelassenen Steinbruch gut aufgeschlossen. Er dürfte dort ca. 100 m über den Cardita-Schichten liegen, ist gut gebankt und führt in großen Mengen schlechte Steinkerne und Hohlräume eines kleinen Megalodon: *Megalodon Stoppanii* HOERN. (= *Meg. columbella* GÜMB. non HOERN.) (Taf. IV, Fig. 17,

¹⁾ A. BITTNER, Brachiopoden und Lamellibr. aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. J. R. A. 1902.

²⁾ A. BITTNER, Geol. Mitteilungen aus dem Gebiet des Blattes Z. 14. Col. XII. Gaming-Mariazell. J. R. A. 1893.

17a). Eine zweite Form *Megalodon* sp. (Taf. IV, Fig. 18, 18a) fällt durch die Höhe ihrer Wirbelzapfen auf. Daneben kommen Schnecken und Diploporen reichlich vor.

		Norisch (OR ₂ der Karte)
	<i>Meg. cf. Hoernesii</i> <i>Meg. cf. triqueter mut. dolomitica</i>	
↑ 200 m ↓		Karnisch (OR ₁ der Karte)
	<i>Meg. Stoppanii</i>	
↑ 20 m ↓	Cardita-Schichten mit <i>Carn. floridus</i> etc.	
	Dunkle Kalke und Dolomite (mit Sphaerocodien)	

Fig. 1.

Ungefähr 150 m über diesem Bruch schafft ein Ziehweg eine Reihe kleiner Anschnitte und auch hier sind lagenweise Fossilien häufig. Wenn sie auch fast nur als Querschnitte und Hohlraumausfüllungen erhalten sind, so ist der Dolomit doch durch die Häufigkeit derselben dem typischen Ramsaudolomit gegenüber deutlich charakterisiert. Neben den fossilführenden Lagen stellen sich in dem gutgeschichteten Dolomit dunkle erreichere Bänke ein.

In dem grau verwitternden Gestein fallen feine Bänder auf, die scheinbar fein oolithische Struktur zeigen, bei lokalem Anschwellen jedoch sich zu deutlichen Diploporennestern entwickeln.

Von dem schlecht präparierbaren Material ließen sich folgende Stücke annähernd bestimmen:

Megalodon cf. Hoernesii FRECH,

Megalodon cf. triqueter mut. dolomitica FRECH.

Einige stark gedrehte Wirbelzapfen weisen auf *Physocardia*, doch sind die Stücke nicht ausreichend genug, um das auffallende Auftreten dieser Formen im Dolomit als vollständig gesichert hinzustellen.¹⁾

Die häufigen und nicht besonders großen Schnecken sind hochgetürmte Formen, die teils an *Coelostylna* oder *Omphaloptycha*, teils durch Kleinheit und sehr geringen Apikalwinkel an *Spirostylus* oder *Eustylus*, teils an *Katosira* erinnern. Die auf Abbildung Taf. IV Fig. 19 wiedergegebene Form scheint eine auf der Abbildung nicht bemerkbare schwache Querstreifung zu besitzen.

Häufig sind Diploporen von sehr geringem Durchmesser, die im Querschnitt die Oolithstruktur vortäuschen.²⁾ Bivalven sind häufig, aber nur im Querbruch erkennbar.

¹⁾ F. FRECH, Über Dicerias-ähn. Zweischaler aus der mittl. Alpentrias. N. J. f. M. 1902.

²⁾ Die Untersuchung der Diploporenreste, die freundlicherweise Herr Dr. EDLER v. PIA übernommen hatte, wofür ihm auch an dieser Stelle nochmals gedankt sei, hatte kein abschließendes Resultat ergeben. Die Formen sind größtenteils wahrscheinlich neu.

Es liegen hier also nahezu übereinander drei Fossil-führende Horizonte: Der tiefste mit seiner charakterisch-unterkarnischen Fauna bedarf keiner weiteren Besprechung. Nach Einschaltung gering mächtiger Sandsteine (s. S. 139) folgen ca. 100 m anscheinend fossilreicher Dolomit, auf den ein Horizont mit *Megalodon Stoppanii* HOERN. folgt (= *Meg. cf. columbella* GÜMB.). Ich konnte diese Form, die BÖSE aus tieferem Ramsaudolomit des Alpgartentals (Lattengebirg) angibt, nur in dem eben erwähnten Dolomit über fossilführendem karnischen Niveau finden. LEBLING gibt in seiner Lattengebirgsaufnahme an, daß im unteren Ramsaudolomit ausnahmsweise ein kleiner *Megalodon (cf. columbella?)* vorkommt. FRECH (Lethaea S. 329) gibt an, daß *Megalodon Stoppanii* (= *columbella* GÜMB.) wahrscheinlich den tieferen Zonen des Dachsteinkalkes zuzurechnen sei. Worauf sich diese Vermutung stützt, ist mir nicht bekannt; auf jeden Fall ist es auffallend, daß die gleiche Form, die BÖSE aus ladinischem Dolomit angibt, von FRECH offenbar bedeutend höher beobachtet worden ist; letzteres stimmt nun gerade mit dem in Rede stehenden Profil ziemlich überein, denn ca. 100 m über *Megal. Stoppanii* liegt der zweite Megalodonten-Horizont mit *Meg. cf. Hoernesii* FRECH und *Meg. cf. triquetra mut. dolomitica* FRECH, die beide nach FRECH charakteristisch für die Basis des Dachsteinkalkes bzw. -dolomites sind. Es liegt also hier *Meg. Stoppanii* zwischen fossilfreien *Cardita*-Schichten und der durch Megalodonten fixierten Basis des Dachstein-Niveaus; daraus ergibt sich, daß hier *Meg. Stoppanii* oberkarnisch ist. Es wäre hier geradezu als Leitfossil der oberkarnischen Dolomite zu bezeichnen.

Über der durch *Meg. cf. Hoernesii* FRECH und *Meg. cf. triquetra mut. dolomitica* FRECH gekennzeichneten Basis des Dachsteinkalkes liegen ca. 150 m Dolomit vom Typ des Oberen Ramsaudolomites; es geht also die petrographische Fazies des Ramsaudolomites hier bis in die norische Stufe; die Gesamtmächtigkeit des über den *Cardita*-Schichten liegenden oberen Ramsaudolomites beträgt ca. 300 m, wovon an der besprochenen Stelle über 100 m bereits dem norischen Niveau zufallen. Da an der Südkante des Müllnerhornes ebenfalls 300 m oberer Ramsaudolomit zwischen *Cardita*-Schichten und Dachsteinkalk liegen, kann man wohl annehmen, daß die Mächtigkeit dieses Dolomites ebenso wie im nördlichen Teil auf die oberkarnischen und unternorischen Horizonte zu verteilen ist.

Es liegt kein Grund vor anzunehmen, daß am östlichen Gehänge des Müllnerhornes, wo weder Fossilien noch karnische Einschaltungen eine Gliederung möglich machen, die Mächtigkeitsverhältnisse wesentlich andere sind; entsprechend diesem Gesichtspunkt wurde auf der Karte die Ausscheidung von OR₁ und OR₂ vorgenommen.¹⁾

3. Dachsteinkalk und -dolomit.

Über dem vorbesprochenen Dolomit tritt meist der gut kenntliche Dachsteinkalk auf; lokal auch Dachsteindolomit, der aber von dem oben besprochenen ziemlich verschieden ist; beide Glieder — Kalk und Dolomit — wurden von LEBLING eingehend beschrieben; Neues ist dieser Arbeit kaum anzufügen; in den unteren Partien herrschen mehr weiße und bräunliche Töne, nach oben stellt sich mehr der rosa gefärbte, dichte Dachsteinkalk ein. Ebenso finden sich die Partien mit schwimmenden Scherben, die schwarz gefleckten Kalke, die gebänderten schwach dolo-

¹⁾ Am Kienberg mußte von einer Gliederung abgesehen werden, da sich keinerlei Anhaltspunkte boten.

mitischen Lagen, die „dem Durchschnitt der Blätterlage eines roh geschnittenen Buches gleichen“ (LEBLING).

Auffallend ist dagegen die Reduzierung der Mächtigkeit, die für die ganze norische Stufe nicht mehr wie rund 400 m beträgt, wobei allerdings der im folgenden besprochene Komplex nicht mitgerechnet ist.

Im Hangenden des lichtroten Dachsteinkalkes stellen sich an mehreren Punkten rote, stark tonige Lagen ein, die eine Mächtigkeit von wenigen Metern bis zu 100 m (Müllnerhorngrat) erreichen können. Sie könnten vielleicht ein Analogon zu den von BITTNER¹⁾ angegebenen, mit Vorbehalt als Starhemberger Schichten bezeichneten Lagen des Untersberges sein, doch fehlt zu einer sicheren Festlegung jeglicher paläontologische Anhaltspunkt.

Der große Tonreichtum bringt die starke Zerbröckelung und Zertrümmerung des Müllnerhorngrates in seinem nördlichen Teil mit sich; seinen sinnfälligsten Ausdruck findet er in der wie mit roter Farbe überschmierten Schuttrinne der sogen. „roten Kendel“ (über der Kugelbach-Alm).

Außer den mächtigen Aufschlüssen im Gipfelmassiv lassen sich diese tonreichen Lagen als Band zwischen Punkt 715 und dem Nordrand der Dachsteinkalkmasse in der Nähe der Reischlklamm nachweisen, und ebenso an der Grenze der Dachsteinkalke nördlich des Pfenniglandes; als senkrechttes Band umgreifen sie den am weitesten nach Westen vorspringenden Teil der Berchtesgadener Trias.

II. Oberer Jura.

Nerineenkalk.

Nur an einer Stelle des Gebietes kurz unterhalb Punkt 715 (nordwärts) fanden sich in einem vom Dachsteinkalk vor allem durch seine reichlichen Korallen abweichenden Gestein deutliche Querschnitte von Nerineen; im übrigen würde man wohl ohne Fossilfunde ohne weiteres von Dachsteinkalk sprechen. Spezifisch bestimmbare Reste fanden sich keine.

III. Obere Kreide.

Gosaukreide.

Das nächst jüngere und gleichzeitig jüngste Glied der Berchtesgadener Schichtserie ist die transgressive Gosau, die als rotes grobes Konglomerat auf dem Rücken des Müllnerberges (südlich Punkt 715) liegt; die gut gerollten, durchschnittlich faustgroßen Stücke lassen sich zum Teil mit Sicherheit als Ramsadolomit und Dachsteinkalk erkennen; auffallend ist, daß die übrigen Bestandteile, die über die Hälfte ausmachen, am meisten Hallstätter Typen ähnlich sind, wie sie weniger bei Reichenhall als besonders weiter südlich, besonders in der Unkenener Gegend vorkommen.²⁾

Vorweg sei gleich hier erwähnt, daß das gleiche für die Gosau am Staufen zutrifft.

Ein gleiches Vorkommen von reichlich Hallstätter Kalk im Gosaukonglomerat auf Dachsteinkalk erwähnt SPENGLER³⁾ aus dem Salzkammergut.

¹⁾ A. BITTNER, Verh. R. A. 1883 S. 200.

²⁾ Herrn Dr. F. F. HAHN war es möglich, einen großen Teil der ihm vorgelegten Stücke mit Hallstätter Gesteinen des Unkenener Gebietes zu identifizieren.

³⁾ E. SPENGLER, Zur Tektonik vom Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergut. Centr. bl. f. Min. etc. 1911 S. 701.

Beimengung ortsfremder Gerölle in dem Gosaukonglomerat erwähnt auch LEBLING aus dem Lattengebirg; dabei ist auffallend, daß sie dort an die tiefliegende Gosau am Nordrand gebunden ist, dagegen in dem großen Kreidegebiet auf der Plateaufläche fehlt. Durchwegs werden in beiden Gebieten die typischen Exotica der Gosau — saure und basische Eruptiva, Quarzite etc. — vermißt.

Im anstehenden Konglomerat fanden sich nirgends Fossilien; dagegen sind große ungerollte Brocken eines crinoidenreichen Kalkes, der mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit als eng mit dem Konglomerat verknüpft betrachtet werden kann, in dessen Verbreitungsgebiet nicht selten. Ein Anstehen konnte jedoch nirgends beobachtet werden.

Die Mächtigkeit, die durch Erosion bereits sehr stark reduziert sein dürfte, beträgt jetzt zwischen 50 und 100 m.

Weder Alter noch Stellung lassen sich aus dem besprochenen Vorkommen allein genauer festlegen. Doch bieten die vollständig analogen Verhältnisse des anschließenden Lattengebirges wichtige Anhaltspunkte. Dort geht das Konglomerat im Hangenden rasch in fossilführende Gosauschichten über, deren Alter LEBLING als Senon festlegen konnte; sie dürften wohl auch einst das Konglomerat auf dem Müllnerberg überdeckt haben. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß es mit Sicherheit nicht jünger und mit Wahrscheinlichkeit nicht bedeutend älter als das hangende fossilführende Senon ist.

Es muß jedoch betont werden, daß ein klarer Gegenbeweis gegen die Annahme, daß es der Cenomantransgression zugehört, an diesem Punkt nicht geführt werden kann.

B. Hallstätter Fazies.

Es sollen unter diesem Komplex eine Reihe zum Teil schwer fixierbarer Schichtglieder zusammengefaßt werden, die ihre Selbständigkeit gegenüber der Bayerischen und Berchtesgadener Entwicklung nicht durch die abweichende Fazies allein, sondern vor allem dadurch bekunden, daß sie stets deutlich getrennt von beiden auftreten.

Folgende Glieder nehmen daran teil:

- Eocän,
- Nierentaler Schichten,
- Gosaukreide,
- (Lias, Jura, ebenso wie oberste Trias nicht nachweisbar),
- Norische Hallstätter Kalke,
- Karnische Hallstätter Kalke,
- Dolomit,
- Werfener Schichten — Reichenhaller Kalk und Haselgebirg.

I. Trias.

1. Werfener Schichten.

Innerhalb des Gebietes treten die Werfener Schichten in zwei Ausbildungen auf, die sich im großen und ganzen getrennt voneinander halten: als rote (auch grüne) mergelige glimmerige Sandsteine und als Haselgebirg.

So geläufig im allgemeinen die Kombination Hallstätter Trias und Salz ist, so auffallend ist es hier, daß gerade die sandigen Werfener Schiefer mit ziemlicher Gewißheit zu der Hallstätter Trias zu stellen sind; für die Einreihung des Hasel-

gebirges waren neben der allgemein bekannten häufigen Kombination von Hallstätter Trias und Haselgebirg besonders tektonische Gesichtspunkte maßgebend, die im tektonischen Teil angegeben sind (s. S. 148).

Die rote sandig-glimmerige Fazies entspricht in ihrer Ausbildung vollständig den Werfener Schichten, wie sie in den Tälern um Berchtesgaden als Unterlage der typischen Berchtesgadener Trias entwickelt sind. Sie führen schlechte Fossilabdrücke, die nichts Bestimmbares geliefert haben, doch ist der Horizont petrographisch genügend charakterisiert, so daß über seine Stellung kein Zweifel herrschen kann.

Der einzige größere Aufschluß findet sich an der Westseite des Kienberges, wo die Saalach die Werfener als Unterlage eines Komplexes aufschließt, der eine eigenartige Stellung einnimmt; er hat weder ausgesprochen Berchtesgadener noch Hallstätter Gepräge; doch ist durch seine tektonische Stellung klar, daß er einem von beiden als ein faziell etwas abweichendes Glied angehören muß; und zwar spricht die Konstanz in der Ausbildung der Berchtesgadener Trias einerseits, der starke Wechsel in der Hallstätter Trias andererseits dafür, daß wir ein Glied der Hallstätter Trias (vielleicht im Übergang zu Berchtesgadener Trias) vor uns haben.

In der Fortsetzung dieses Vorkommens findet man die gleichen roten Werfener zum Teil nur in ganz minimalen Aufschlüssen an der Störungszone, die von Schneitzleit über die Kugelbachalm ins Reichenhaller Becken sich erstreckt. Der Umstand, daß zwischen diese Werfener und die ausgesprochene Berchtesgadener Fazies sich stets fremdartige Dolomite und Kalke (wie am Kienberg) oder sichere Hallstätter Kalke, gegen Reichenhall zu sogar Gosaukalke, die transgressiv auf Hallstätter Kalken liegen, einschieben, macht es wahrscheinlich, daß diese Werfener als normales Liegendes eines Teiles der Hallstätter Trias zu betrachten sind.

2. Haselgebirg und Reichenhaller Kalk.

a) Haselgebirg.

Die salz- und gipsführende Fazies ist in den normalen kleinen Aufschlüssen gekennzeichnet durch die bunten Letten; verbunden damit sind gipsführende Lagen (im Kirchholz), Bänke, die durch ihre schönen, mit Eisenspat ausgekleideten rechteckigen Hohlräume auf das Vorkommen von Steinsalz hindeuten. Als Seltenheit sind auch rote glimmerige Werfener Schichten (in einem schlechten Aufschluß auf dem Gmainer Plateau) zu finden.

Nur in Begleitung dieser Gipsfazies treten die Reichenhaller Kalke auf und wo die Überlagerung beider — allerdings schlecht — aufgeschlossen ist, wie hinter dem Schulhaus Karlstein, sieht man, daß sich über glimmerige grüngraue Werfener cavernöse, sandig-lockere, dunkelgraue Dolomite mit guter Bankung einstellen; in ihnen fand sich hier eine

Myophoria costata ZENK.

Mit einer Ausnahme treten diese Gipsmergel nur im Becken selbst auf; reichlich und abbauwürdig auf dem Gmainer Plateau (Leopoldstal), als tektonisch wichtiger Aufschluß am Nordrand des Stollens (der vollständig dem Bruch am Nordrand des Lattengebirges entspricht); außerdem förderten die Fundierungsarbeiten für den Bergbahnhof in Reichenhall Gips zu Tage; auffallend ist eine Reihe minimaler Aufschlüsse am Westhang des Kienberges, wo typische grüne bis violette Letten, wie sie sonst die Begleiter des Gipses sind, an der Grenze des Ramsau-

dolomites gegen die liegenden fremdartigen Dolomite auftreten; sie machen sich als Wasserhorizont im überwachsenen Gehänge bemerkbar und wurden als Indikatoren der Berchtesgadener Faziesgrenze angesehen.

Betrachten wir die Verbreitung dieser Gipsletten, dann fällt auf, daß sie im Gegensatz zu den roten Werfener Schichten des öfteren in Kontakt mit Ramsaudolomit treten und so den Eindruck des normalen Liegenden der Berchtesgadener Schubmasse erwecken. Daß die beobachtbaren Kontakte stets tektonische sind, würde für eine Abtrennung der Gipse vom Ramsaudolomit nicht viel oder nichts beweisen. Auffallender ist schon die selbständige Losgliederung der Gipse von Reichenhall und Gmain vom Deckenmassiv des Lattengebirges; und ebenso spricht die Kombinierung mit Reichenhaller Kalk gegen eine Vereinigung des Haselgebirges mit Berchtesgadener Trias. Der tektonische Teil wird Gelegenheit geben, noch einmal eingehender diese Fragen zu behandeln.

b) Reichenhaller Kalk.

Bereits 1898 wurde von Böse¹⁾ sowohl speziell das Vorkommen in Reichenhall als die Stellung dieser Kalke innerhalb der Trias ausführlich besprochen; das Tatsachenmaterial an Ort und Stelle hat er so ziemlich erschöpft; hier kann ich nur seine Angaben wiederholen; die Fossilbestimmungen dagegen haben mich zu einem abweichenden Resultat geführt, das nicht ohne Einfluß auf die Stellung der Reichenhaller Kalke blieb.

Der Reichenhaller Kalk in Reichenhall. Er zeigt im kartierten Gebiet nirgends in einem größeren Aufschluß den normalen Verband nach oben oder unten. Wohl sind Werfener Schichten und Gips stets in seiner Nähe aufgeschlossen, so daß der Schluß trotz der tektonisch stark gestörten Lagerung nahe liegt, Werfener mit Gips seien — wie auch im Salzkammergut — das normale Liegende. Für das Hangende fehlt jeder Anhaltspunkt; nur aus der tektonischen Stellung ließe sich schließen, daß vielleicht ehemals Hallstätter Trias darüber lag; doch ist es auffallend, daß keine Spur solcher Gesteine zu finden war.

Petrographisch ist er charakterisiert durch die auffallende, tiefschwarze Färbung, weiße Spatadern, häufig rotbraune Schichtfugen und Kluftausfüllungen und stets gute, ebenflächige Bankung. Die Lagerungsverhältnisse lassen keine sichere Mächtigkeitsangabe zu; doch dürften 100 m nicht zu hoch gegriffen sein.

Die nur selten zu findenden Fossilien — sogen. Reichenhaller Fauna — sind:

Natica Stanensis PICHL. (Taf. IV, Fig. 11 und 12),

Myophoria costata ZENK. (Taf. IV, Fig. 7, 8, 9, 10),

Gervillia modiola FRECH (Taf. IV, Fig. 13 und 14);

dazu zitiert Böse noch *Entrochus* sp., den ich nicht auffinden konnte.

Die Wichtigkeit der Fauna soll einige ausführliche Bemerkungen rechtfertigen.

1. *Natica Stanensis* PICHL. Die mir vorliegenden Exemplare aus Reichenhall, die sich leicht mit solchen aus dem Karwendel und Kaiser identifizieren ließen, stimmen nicht sehr gut mit der PICHLER'schen Diagnose überein, obwohl an der Richtigkeit der Bestimmung kein Zweifel sein kann. Die von PICHLER angegebene Höhe (10 mm) wird nur selten erreicht und das Verhältnis von Höhe zur Breite (10:9) pflegt umgekehrt zu sein. (Im gleichen Sinne cf. TOULA J. R. A. 1905 Geol. Exk. i. Geb. d. Liesing- u. Mödlingbaches), ebenso cf. Abbildung eines Stückes vom Stanser Joch, Lethaea Taf. 35, Fig. 1). Die Genusbestimmung muß fraglich bleiben, da es nicht gelingt, Nabel und Innenlippe frei zu legen und die Resorption der ersten Umgänge durch Anschleifen wahrscheinlich zu machen.

¹⁾ E. Böse, Beitr. z. Kenntn. d. Alp.-Trias. Z. d. D. g. G. 1898.

2. *Myophoria costata* ZENK. (Taf. IV, Fig. 9, 10). Unter diesem Namen gehen zwei Formen, die sich nicht unwesentlich unterscheiden, die germanische und die alpine (BITTNER¹⁾).

Für die erstere ist die Abbildung bei SEEBACH²⁾ typisch, ebenso die bei ROEMER³⁾ aus Oberschlesien. In diesen Kreis gehörten die Exemplare aus dem Reichenhaller Kalk, die — wie ein Vergleich mit Material von Plaza und Zarko ergibt — mit solchen aus dem Krakauer Röt übereinstimmen; die Identität der oberschlesischen und Krakauer Formen mit solchen aus dem Bakonyer Plattenkalk hat FRECH⁴⁾ festgestellt.

BITTNER⁵⁾ hat eine *var. subrotunda* abzutrennen versucht; Taf. IV Fig. 7, 8 entsprechen ihr; die Berechtigung der Abtrennung erscheint fraglich.

Die sogen. alpine Form ist abgebildet bei LEPSIUS⁶⁾ aus Südtirol, bei BECK und VETTERS⁷⁾ aus den kleinen Karpathen, von Tschebine in Krain in Lethaea Taf. 34 Fig. 11. Die Differenzen sind bereits von anderer Seite präzisiert.⁸⁾ BITTNER⁹⁾ erwähnte, daß die Mehrzahl der in den Alpen gefundenen Stücke nicht alpinen, sondern germanischen Habitus hat; daß dies auch für die Formen des Reichenhaller Kalkes zutrifft, wurde bereits hervorgehoben; mit Rücksicht auf die strittige Stellung dieses Komplexes scheint diese Feststellung nicht belanglos zu sein.

3. *Gervillia modiola* FRECH. Genusbestimmung nach FRECH¹⁰⁾; meist als *Gervillia mytiloides* oder als *Modiola triquetra* bestimmt. Von *Gerv. mytiloides* durch den fast vollständigen Mangel eines vorderen Flügels und die Modiolen-artige Rundung beider Flügel verschieden. Auch *Modiola triquetra* kommt nicht in Betracht, da FRECH Zähne nachgewiesen hat. Aber auch äußerlich dadurch verschieden, daß SEEBACH in seiner Diagnose angibt, *Modiola triquetra* besitze eine gerade oder konkave Bauchseite, während bei *Gervillia modiola* die Bauchseite meist sogar etwas konvex, nie aber konkav ist. Außerdem ist die Umrißfigur von *M. triquetra* im Übergang der Schloßkante zum Hinterrand gerundet eckig, bei *Gerv. modiola* dagegen geht — ganz Modiolen-artig — die Schloßkante in gleichmäßiger Rundung in den Hinterrand über.

Daß wir es mit einer eigenen Spezies und nicht etwa mit der indifferenten Jugendform einer größeren Spezies (etwa cf. E. W. BENECKE, Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen, Beiträge 1868 Taf. 2 Fig. 16 u. 17) zu tun haben, geht aus der Konstanz der Form hervor, die weitverbreitet immer mit den gleichen Merkmalen, meist ohne Begleitung größerer Formen, auftritt.

Die besprochenen Formen bilden die Reichenhaller Fauna; die daneben vorkommenden Crinoiden und größere Gervillien-artige Formen (cf. BITTNER J. R. A. 1886. Weißenbach) treten dagegen zurück.

Die kleine Fauna läßt durch Vergleich mit den Verhältnissen der Bakonyer Trias den Schluß zu, daß die skythisch-anisische Grenze nicht unter, sondern über dem Reichenhaller Kalk läuft.

Stets wurde früher und jetzt betont, daß der Bakonyer Plattenkalk dem Reichenhall-Gutensteiner Kalk entspreche, ebenso aber auch dem Krakauer und oberschlesischen Röt.

Die Gliederung von L. v. LOCZY (Lethaea, S. 487) stellt in die oberste (4.) Stufe der Bakonyer Untertrias den Plattenkalk mit *Myoph. costata* und *Gervillia modiola* FRECH und FRECH scheidet bei der Erweiterung der Bakonyer Gliederung auf die ozeanische Untertrias der Mediterrangebiete diese oberste Stufe allgemein als Zone

1) A. BITTNER, Lamellibr. aus der Trias d. Bakonyerwaldes. 1904 (Balatonwerk).

2) K. v. SEEBACH, Die Conchylien d. Weim. Trias. Z. d. d. g. G. 1861.

3) F. ROEMER, Geol. v. Oberschlesien. 1870.

4) F. FRECH, Neue Zweischaler und Brachiop. aus der Bak. Trias. 1904. (Balatonwerk).

5) A. BITTNER a. a. O.

6) R. LEPSIUS, Südtirol 1878.

7) H. BECK u. H. VETTERS, Z. Geol. d. kl. Karpathen 1904 (Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Ö.-U. Bd. 16).

8) H. BECK u. H. VETTERS, Z. Geol. d. kl. Karpathen 1904.

9) A. BITTNER a. a. O.

10) F. FRECH, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. 1904 (Balatonwerk).

der *Gervillia modiola* FRECH aus. *Gervillia modiola* ist im Reichenhaller Kalk sehr häufig und tritt zusammen mit der *Myoph. costata* auch im Krakauer Röt auf. Es spricht gegen die Zuteilung der Reichenhaller Kalke zu den Werfenern vor allem der petrographische Habitus, doch könnte man diesen Gesichtspunkt auch im Bakony und mit gewissem Recht für das germanische Röt anwenden.

3. Hallstätter Dolomite.

Die in Verbindung mit Hallstätter Kalken auftretenden Dolomite sind ihrem Alter nach schwer zu fassen. Am günstigsten liegen die Verhältnisse im südlichen Teil des Gebietes; die Dolomite, die sich über den Werfener Schichten an der Saalach südlich Schneitzleit aufbauen, werden nach oben von einem sicher karnischen Horizont (den Cidarischichten) begrenzt. Da die liegenden Werfener fast vollständig dem Ramsauprofil, die hangenden Cidarischichten bestimmten Lagen am Untersberg entsprechen, könnte man mit ziemlichem Recht das ganze Profil als eine normale Berchtesgadener Entwicklung betrachten, wenn der Dolomit nicht eine so auffallend geringe Mächtigkeit hätte; sie überschreitet 250 m nicht. Ferner unterscheidet dieser Dolomit sich vom normalen Ramsaudolomit durch Einschaltung von dünnen Kalklagen in den unteren Partien, durch ziemlich dunkle Farbe, besonders aber eine gelegentlich sehr dünnbankige Ausbildung; in den oberen Partien weicht er kaum vom Typ des Ramsaudolomites ab.

Die hier besprochenen Dolomite setzen sich bei allmählichem Verschwinden der hangenden Cidarischichten jenseits der Saalach bei Ulrichsholz in das Pfennigland fort und finden südlich der Kugelbach-Alm ihren Abschluß. Eingeschaltet sind ihnen hier Kalkzüge, die nur spärliche Halorellen geliefert haben und deren tektonische Stellung so fraglich ist, daß es unzulässig erscheint, aus ihrem Auftreten Schlüsse stratigraphischer Art zu ziehen.

Was sich auf der Karte als Fortsetzung dieser Dolomite nach Norden (jenseits der Kugelbachalm) darstellt, ist von den bisher beschriebenen wesentlich verschieden, was Mächtigkeit wie Entwicklung der Dolomite betrifft.

100 m Mächtigkeit dürfte schon ein Maximum darstellen; meist sind sie massig und schichtungslos, nur gelegentlich zeigt sich dünne Bankung, die gern grünen Belag auf den Schichtflächen führt; starker Wechsel in der Ausbildung ist charakteristisch und schützt vor Verwechslung mit Ramsaudolomit, dem das Gestein oft ziemlich ähnlich wird. In Farben sind alle Nuancen vertreten. Häufig ist ein Stich ins Grünliche, der sich bis zur ausgesprochenen Grünfärbung steigern kann, braune bis hellgelbe Varietäten, verbunden mit stark kristalliner Struktur können ihm ein sideritähnliches Aussehen verleihen (Holzlager bei Kaitl). Wo der Weg von Kaitl zum Kugelbach (nördlich des Wortes „Klamm“, Reischl-Klamm) die Felsen durchbricht, konnten auch Hornsteine in einem morschen Dolomit nachgewiesen werden. Brekziöse Ausbildung ist ebenfalls häufig, verbunden mit auffallend braunem Ton der Zwischenmasse. Hornsteinsplitter, die manchmal an angewitterten Flächen sichtbar sind, machen das Gestein außerordentlich hart und zäh.

Der Mg-Gehalt ist nicht konstant; leichtes Brausen läßt sich nicht selten bemerken.

Das genaue Alter der Dolomite anzugeben, ist bis jetzt nicht möglich. Die Dolomite des Saalach-Kienberg-Profiles kann man ja wohl mit ziemlicher Sicherheit als anisisch-ladinisch bezeichnen; ein Teil der Dolomite ist den von HAHN¹⁾ aus dem

¹⁾ F. F. HAHN, Geol. der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe. J. R. A. 1910.

Unkenener Gebiet beschriebenen so ähnlich, daß sie mit einiger Sicherheit als karnisch angesprochen werden können. Eine kartistische Trennung beider ließ sich jedoch nicht durchführen. Daß diese Dolomite, die ja dem Ramsaudolomit sehr ähnlich werden können — weshalb auch ihr Verhältnis zur Hallstätter Fazies lange unklar blieb — ein normales Glied derselben bilden, wurde erst neuerdings von H. NOVAK¹⁾ mit Recht hervorgehoben. Für das Salzkammergut sind Belege bei KITTL²⁾ zu finden, für die Gebiete weiter östlich bei KOBER.³⁾

4. Karnische Hallstätter Kalke.

In dem Bruch bei Schneitzleit sind Kalke aufgeschlossen, die als seltene Reste Schalentrümmern von Halobien führen; ihr karnisches Alter ist damit wahrscheinlich; sie sind schichtungslos, dicht bis fein kristallin, mit roter, brauner oder weißer Farbe, jedoch nicht flatschig marmoriert, sondern stets ist eine dieser Farben gleichmäßig vorherrschend; Suturen mit rotem oder grünem Belag durchsetzen das Ganze; Hornsteine fehlen (Mächtigkeit ca. 150 m). Petrographisch stehen diesen die Kalkklötze nahe, die die Ruine Karlstein und St. Pankraz tragen. Die rote Farbe tritt hier ganz zurück und braune bis weiße Ausbildung herrscht vor. Im Moserbruch (südwestlich Karlstein) ist dieses Gestein als außerordentlich großtrümmerige, farbige Brekzie entwickelt.

Es ähnelt zum Teil sehr dem Untersberger Marmor, aber enge Verknüpfung mit Dolomit, ebenso die tektonische Stellung des ganzen Zuges sprechen gegen diese Auffassung.

Ein weiterer häufiger Typ sind dichte Hornsteinkalke, die vollständig fossil-leer sind; rot bis grau das Gestein, die Hornsteine rötlich bis schwarz, entsprechen sie den von HAHN in Unken als karnisch festgestellten Hornsteinkalken. Sie treten auf zwischen Bad Kirchberg und dem Kleinen Kopf südlich der Kugelbachalm, wo sie deutlich Bankung erkennen lassen und so an den Draxlehner Typ erinnern.

Ein auffallendes Profil ist im nördlichen Kugelbach aufgeschlossen, unterhalb der Brücke, mit der die Sooleitung den Bach überquert; von oben nach unten folgen mit parallelem Streichen:

1. dunkle Mergel, stellenweise grell gelb und rot,
2. zähe, dunkle Kalke mit hellen Crinoideenresten, die vollständig den Kalken entsprechen, wie sie den bayerischen Raiblern beim Thumsee eingelagert sind; Herr Dr. LEBLING fand darin eine *Ostrea cf. montis caprilis* KLIPST.,
3. die gleichen Mergel wie unter 1,
4. Hallstätter Kalke mit schwarzen Hornsteinen.

Leider läßt sich diese scheinbar konkordante Folge von Mergel und Hallstätter Kalk an keiner weiteren Stelle in gleicher Weise beobachten. (LEBLINGS Bemerkung, er habe *Ostrea montis caprilis* KLIPST. in den Cardita-Schichten der Berchtesgadener Trias gefunden, bezieht sich auf diese Stelle; da dieser Fundplatz, was allerdings bei einer cursorigen Begehung schwer zu konstatieren ist, innerhalb der Hallstätter Fazies liegt, so fällt auch LEBLINGS Schlußfolgerung weg, es sei damit der Torerhorizont in den Berchtesgadener Cardita-Schichten fossilführend nachgewiesen.)

¹⁾ J. NOVAK, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Krakau 1911.

²⁾ E. KITTL, Exkursionsführer zum Wiener Geol.-Kongreß 1908.

³⁾ L. KOBER, Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. 1909.

5. Cidariskalk.

Im Hangenden der Dolomite, die bei Schneitzleit über den Werfener auftreten, ist eine Gesteins-Serie entwickelt, die in keiner Beziehung ein Analogon in der nächsten Umgebung aufweist; dagegen ist eine Bemerkung BITNERS¹⁾ wichtig und offenbar hierher zu beziehen, nämlich, daß die Cardita-Schichten des Untersberges mit dem Vorkommen von Schneitzleit (wobei nur diese Cidariskalke gemeint sein können) auf das vollkommenste übereinstimmen; es sind meist im Kern bläuliche, randlich braune, oft sehr stark bitumenhaltige Kalke, deren Pigmentierung manchmal eine auffallend „fluidale“ Anordnung zeigt. Die Struktur ist spätig-flimmernd bis dicht, Hornsteine sind partienweise nicht selten, Pyritimprägation ebenfalls; auffallend ist die mehlig dicke Verwitterungsrinde; ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit entwickeln sich lokal dichte Hornstein-führende Kalke vom Hallstätter Typus, andererseits dunkle glimmerige sandige Mergel, die stark an Berchtesgadener Cardita-Schichten erinnern.

Fossilien sind sehr spärlich; nur Cidaritenkeulen von auffallenden Dimensionen (bis 2,5 cm lang) fanden sich in mehreren Exemplaren, die sich als *Cidaris dorsata* BRAUN bestimmen ließen. Außerdem wurde ein Stück eines *Arcestes aff. subumbilicatus* gesammelt. Die Mächtigkeit beträgt annähernd 120 m.

Die Kalke dürften karnisches Alter haben.

Interessant ist eine Notiz BITNERS in seiner Herrnsteinarbeit, wo er aus den ebenfalls sehr problematischen Hallstätter Kalken der Wand große, auswitternde Cidaritenkeulen und seltene globose Ammoniten angibt.

Weniger klar ist die Stellung einer Schichtreihe am Südfuß des Wendelberges bei Melleck, die wohl die tektonische Fortsetzung der vorgenannten Cidariskalke bildet. Vom Bayerischen Hauptdolomit durch eine Verwerfung getrennt, findet sich zwischen den beiden Höfen Zenau und Dachs in einem schmalen Streifen folgende Gesteins-Serie von Ost nach West an dem beide Höfe verbindenden Sträßchen aufgeschlossen:

1. Korallenkalk mit zahlreichen unbestimmbaren Fossilquerschnitten.
2. Gut gebankte mattgraue bis bräunliche, tonige Kalke mit reichlichen schwarzen Hornsteinen und sandigen Schichtflächen, die sich zu sandig mergeligen Einlagerungen lokal entwickeln (petrographisch zum Teil den Cidariskalken entsprechend).
3. Massige braune und graue Kalke mit Drucksuturen, Kalzitadern und Hornsteinen.
4. In deutlich sedimentärem Kontakt mit 3: blaue bis braune, sandige, blätterig bis stengelig zerfallende Mergel, sehr fossilreich.

Die an Individuen sehr reiche Fauna (vgl. Taf. III Fig. 1—9, Taf. IV Fig. 1—4) aus Horizont 4 bot keinen sicheren Anhaltspunkt zur Horizontierung. Die charakteristischen Stücke sind vorläufig ohne Bestimmung abgebildet. Auffallend und häufig sind kleine Reste (Tafel IV Fig. 3, 4), die ziemlich sicher zu Cardita zu stellen sind; ferner die asymmetrischen Aviculopecten-ähnlichen Formen (Tafel III).

Eine abschließende Bearbeitung dieser Fauna muß bis zur Auffindung weiteren Materials zurückgestellt werden.

Ich möchte es nicht unterlassen, an dieser Stelle nochmals Herrn Chefgeologen G. GEYER zu danken für seine Bemühungen, durch Vergleich mit dem Material der K. K. Reichsanstalt in Wien eine Klärung der Fauna herbeizuführen; in gleicher Weise Herrn Bergrat F. TELLER, Herrn Kustos E. KITTL, Herrn Adjunkt O. AMPFERER und Herrn Dr. TRAUTH, die die vorliegende Fauna einer cursorischen Besichtigung unterzogen haben.

¹⁾ A. BITNER, V. R. A. 1883 S. 200.

6. Norische Hallstätter Kalke.

Ebenfalls stark wechselnd im petrographischen Charakter; wie bei den karnischen soll auch bei den norischen Kalken eine Trennung in petrographische Gruppen vorgenommen werden, deren stratigraphischer Wert nur problematisch ist; auch diese Gruppen gehen mit allen Übergängen ineinander über.

a) Rote tonige Kalke.

Sie finden sich aufgeschlossen über karnischen Hornsteinkalken bei Punkt 496 in dem Weg, der vom Kraftwerk bei Kirchberg heraufzieht und im Kugelbach gegen Schneitzleit.

Es sind flaserige, schlecht geschichtete Kalke mit reichlichem Tonmaterial auf den Schichtflächen; rote und grüne Töne sind vorwiegend; an Fossilien fand sich am Rodelweg eine

Halorella amphitoma BRONN.

Mächtigkeit sehr gering; 10—20 m.

Ebenfalls bei Punkt 496 stehen damit in Sedimentationskontakt petrographisch außerordentlich charakteristische

b) Kieselbänderkalke;

ungefähr 400 m weiter westlich von Punkt 496 treten sie (bei einer Quelfassung) in Verbindung mit karnischen Hornsteinkalken auf und im Pfennigland fanden sie sich verschweißt mit den noch zu besprechenden Pedatakalke.

Das Gestein ist ein dunkler Kalk mit guter Bankung, dem reine Kiesellagen von 1—20 mm Mächtigkeit konkordant eingeschaltet sind. Diese kieseligen Bestandteile sind zum Teil scharf gegen den Kalk abgesetzt oder es findet ein allmählicher Übergang statt. Wird der Kalk etwas mergeliger, dann löst sich das Gestein in ausgesprochenen blätterig dünnen Platten ab. In dieser Entwicklung sind Fossilien nicht selten, wenn auch meist sehr schlecht erhalten. Bivalven, Brachiopoden und Ganoidschuppen lassen sich erkennen, doch war nur eine

Halorella pedata BRONN.

bestimmbar.

Wenn die konkordante Verteilung der Kieselsubstanz in unregelmäßig knollige Konzentrierung übergeht, sind verkieselte Brachiopoden häufig. Durch diesen Erhaltungszustand der Fossilien ebenso wie durch das Problematische ihrer Stellung erinnern diese Absätze an die Zlambachschichten der Mürztaler Kalkalpen (G. GEYER, Beitr. z. Geol. d. Mürztaler Kalkalpen etc. J. R. A. 1869) und die Pötschenkalke des Salzkammergutes. Sie gehören trotz ihrer Fremdartigkeit in die Reihe der Hallstätter Kalke, auf deren „bathyale“ Natur allerdings ebenso wie durch den kolossalen Fazieswechsel, durch einen Pflanzenfund¹⁾ in diesen Schichten ein sonderbares Licht fällt.

Mächtigkeit unter 10 m.

Wie sich diese Kieselbänderkalke im Norden teils aus tonreichen Hallstätter Kalken oder dichten Hornsteinkalken entwickeln, so gehen sie im Süden (im Pfennigland) aus Halorellen-führenden Kalken hervor, die infolge ihrer Variabilität sehr schwer zu charakterisieren sind. Ich will sie kurz

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Dr. J. SCHUSTER als *cf. Pterophyllum* sp. zu bestimmen.

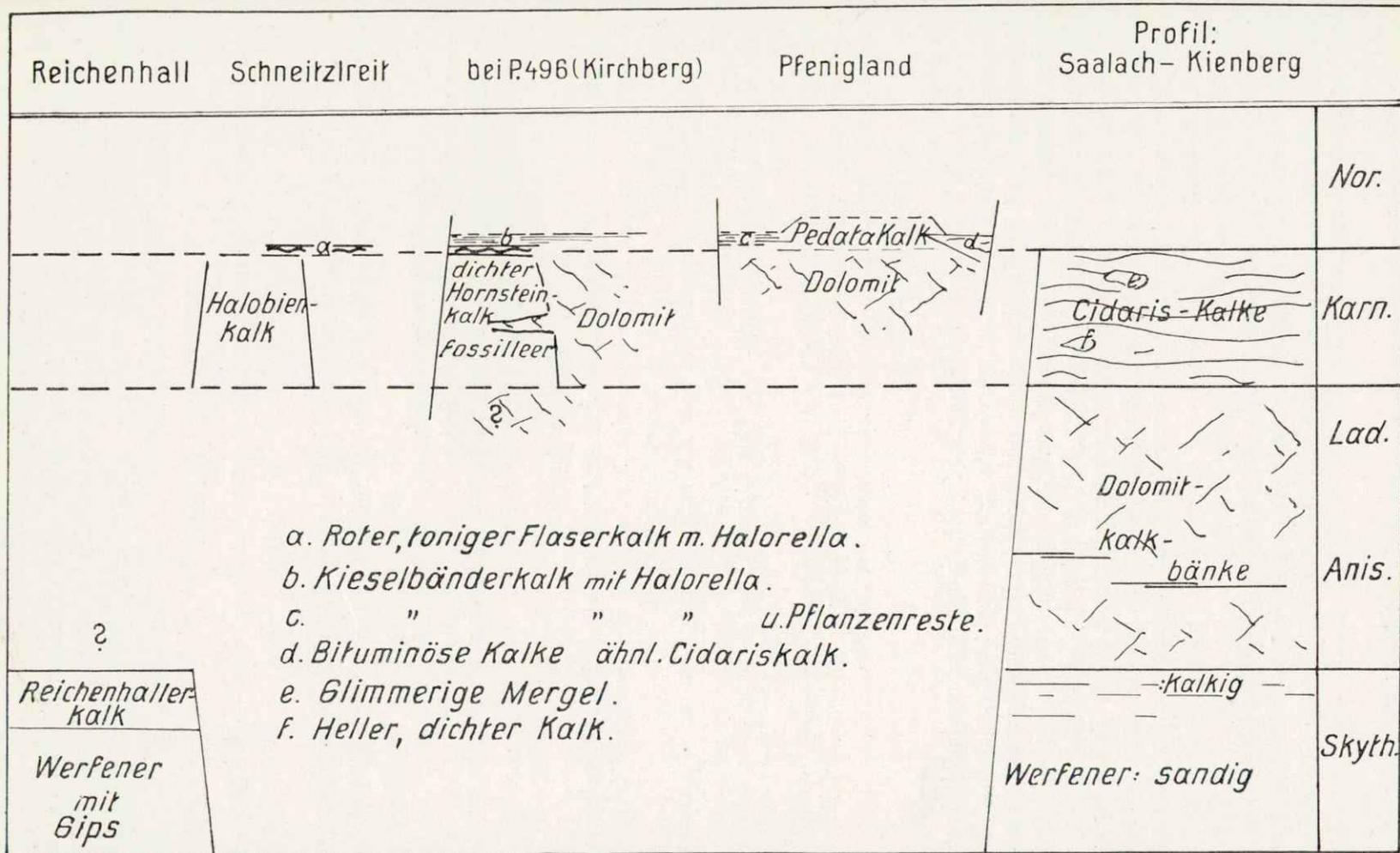


Fig. 2. Schematische Darstellung der Hallstädter Entwicklung.

c) Pedatakalke.

nennen. Sie sind grau bis braun, bald geflammt, bald gefleckt (an Liasfleckenkalke erinnernd) oder schwarz getupft; seltener sind dunkle Hornsteine, Querschnitte kleiner Crinoidenstiele, brekziöse Lagen; die Kluffflächen sind manchmal mit schwarzen Tonhäuten überzogen, wie sie im Muschelkalk häufig sind. An dem Fußweg, der das Pfennigland durchschneidet, sind diese Typen fast alle zu beobachten; dazu noch einer, der gewissen karnischen Lagen sehr ähnlich ist: ein brauner Kalk mit dunklen Schlieren, der durch die fluidale Struktur der Pigmentierung an die Cidaritenkalke des Kienberges erinnert.

Mächtigkeit 20—30 m.

Die in einem Nest gefundenen Halorellen ließen sich bestimmen als

Halorella amphitoma BRONN,

„ *pedata* BRONN,

„ glatte Formen.

Es braucht kaum betont zu werden, daß die fast nur petrographisch durchgeführte Scheidung einzelner Typen innerhalb der Hallstätter Serie vor allem ein Versuch ist, die Überfülle einigermaßen übersichtlich zu gestalten. Die beigegegebene Tafel soll die zum Teil problematischen Beziehungen der einzelnen Glieder zueinander darstellen. Da sie petrographisch zu wenig bekannt und faunistisch zu spärlich und zu schlecht charakterisiert sind, ist ein Vergleich mit anderen Lokalitäten fast unmöglich. Die Identität einzelner Typen mit solchen des Unken-Loferer-Gebietes, das mir zum Teil persönlich bekannt ist, ist vollständig; die von HAHN als „lichtbunte Dolomite“ bezeichneten Teile der Hallstätter Trias fanden sich als wichtiger Bestandteil der Hallstätter Zone bei Reichenhall wieder und besonders die dichten, wahrscheinlich karnischen Hornsteinkalke sind ein verhältnismäßig häufig zu konstatierendes Glied der Hallstätter Trias.

Innerhalb der karnisch-norischen Sedimente herrscht eine Mannigfaltigkeit, die sich nicht nur als Parallele zu den Hallstätter Kalken des Unken Gebietes darstellt, sondern auch auffallend an die Bezirke östlich Hallstatt-Aussee erinnert; es sei nur auf BITTNER'S Schilderung der Wandkalke (Herrnstein) hingewiesen. Es ist eine bekannte Erscheinung, daß die reichlich Cephalopoden-führenden Hallstätter Kalke nur auf einige engere Gebietskomplexe konzentriert sind, dagegen diejenigen, welche durch Bivalven, Brachiopoden und Gastropoden charakterisiert sind, eine nicht unbedeutende Verbreitung innerhalb der nordöstlichen Kalkalpen besitzen. Dieser Umstand wird bei Aufstellung der Deckenschemata wohl zu wenig berücksichtigt; denn der Beweis für die Auffassung der Hallstätter Entwicklung als Hochseefazies stützt sich gerade auf diese Ammoniten-führenden Sedimente, die keineswegs charakteristisch für die Gesamtheit der Hallstätter Fazies sind. Allein schon der starke petrographische Wechsel spricht schon gegen sehr küstenferne Absatzverhältnisse.

II. Obere Kreide.

1. Gosaukreide.

Soweit die Gosau als kalkig mergelige Gesteins-Serie entwickelt ist, hält sie sich getrennt vom Bayerischen wie vom Berchtesgadener Faziesgebiet und schließt sich als eine Einheit zusammen, die zwischen beiden liegt. Es wechseln hier Sedimente rein kalkiger Beschaffenheit (spätiger, rein weißer Kalk, Forellenmarmor) mit solchen, die sandige oder tonige Beimengungen haben. Noch stärkerem Wechsel sind die

Farben unterworfen, die vom reinen Weiß oder Rot der Kalke bis zum Dunkelgrau, der von Kohlenschmitzchen durchsetzten Kalkmergel variieren.

Die roten groben Konglomerate, die in den beiden anderen Bezirken allein die Gosau vertreten, fehlen fast vollständig, und die feinkörnigen, meist farblosen Basallagen gehen rasch in spätige graue Kalke über, die keine Einzelbestandteile mehr erkennen lassen; die Farblosigkeit ist auffallend; die Auflagerung ist nur selten, wie in den Wänden nördlich Kugelbachbauer (Punkt 643), aufgeschlossen, wo die Unterlage vom Hallstätter Dolomit sichtbar wird; Hallstätter Hornsteinkalke sind im Schutt unterhalb des Dolomites reichlich zu finden, doch werden sie anstehend nicht sichtbar. Ausgesprochene Gosaumergel, wie sie in anderen Gosaubezirken mit großem Fossilreichtum auftreten, fehlen fast vollkommen; nur sehr selten lassen sich vereinzelt Fossilreste nachweisen; so in der Nähe von Punkt 643 in den grauen Pyrit-führenden Mergelkalcken:

Bruchstücke eines Hippuriten,
Gryphaea acutirostris NILLS.,
Rhynchonella cf. compressa LAM.

Kurz unterhalb der Kugelbachalm wurde innerhalb der grauen Mergelkalke ein rein kalkiges Nest von schneeweißer Beschaffenheit mit Fossilien aufgefunden, dessen petrographischer Habitus vollständig jurassisch war; die schlecht präparierbaren Reste ließen sich bestimmen als:

Cardium Ottoi GEIN.
Spondylus cf. striatus LAM.

Diese wenigen bestimmbareren Bivalven verschwinden aber fast vollständig neben den viel häufigeren, leider unbestimmbareren Korallen und Terebratel-Resten. Eine Gliederung der gesamten Gosau läßt sich auf Grund dieser geringen Funde nicht durchführen; ebensowenig bietet die petrographische Ausbildung hierzu einen Anhaltspunkt, etwa in ähnlicher Weise wie im benachbarten Lattengebirg.

Die Mächtigkeit dürfte ein Maximum von 70—80 m nicht überschreiten.

Die Verbreitung ist bereits kurz als Vorzone der Berchtesgadener Schubmasse angegeben worden: es zieht sich ein stark zerstückelter, aber doch in seinem ehemaligen Zusammenhang deutlich erkennbarer schmaler Streifen von der Kugelbachalm gegen Kirchberg hinaus; ein ganz geringfügiger Rest von Forellenkalk findet sich nordöstlich St. Zeno im Liegenden der Nierentaler Schichten, die dort die Basis des Eocäns bilden.

2. Nierentaler Schichten.

Petrographisch sehr typisch als grauer und roter Mergel entwickelt; paläontologisch mangels charakteristischer Fossilien nicht näher fixierbar, es schließen sich diese Schichten in ihrer Verbreitung vollständig an die vorher besprochene Gosau an. Im Schriff zeigt sich eine reichliche Beteiligung der Foraminiferen am Sediment (*Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia*). Mächtigkeit ca. 30 m erschlossen.

III. Tertiär.

Unteres Oligocän (?).

Im engsten Anschluß an Gosau-Nierentaler Schichten tritt das Nummuliten-führende Tertiär auf; im Kirchholz in dem altbekanntem¹⁾ Vorkommen des salinarischen

¹⁾ cf. C. W. v. GÜMBEL, Geol. von Bayern, S. 243 ff.; cf. E. FUGGER, Die Salzburger Ebene und der Untersberg. J. R. A. 1907.

Steinbruches, dessen Aufschlüsse sich kontinuierlich nach Norden fortsetzen, und in ganz kleinen Resten im Süden in der Nähe des Kugelbachbauers (westlich und nördlich Punkt 643).

Im letzteren Bezirk ist es ein ausgesprochenes polygenes Konglomerat mit Nummuliten und Inoceramenbruchstücken, während im Kirchholz dessen Stelle harte granitmarmorartige Kalke vertreten, deren Konglomeratnatur jedoch nicht zu verkennen ist.

Häufig finden sich darin:

Nummuliten, kleine kugelige Formen,

Ostrea callifera DSH.

Pecten sp.

Vereinzelt wurden gefunden:

Pectunculus sp.

Actaeon cf. *subinflatus* D'ORB.

Heliopora cf. *Bellardii* J. H.

Die Frage nach dem Alter dieser Schichten, die zuerst FUCHS¹⁾ dem Pariser Grobkalk gleichstellte, wurde später meist für Unteroligocän entschieden. GÜMBEL²⁾ vertrat im Anschluß an die Ergebnisse der Korallenstudien von REIS³⁾ die Ansicht, daß sie mit den übrigen zum Teil als oligocän betrachteten Tertiärresten von Häring, Hallturn, Reit i. W. etc. zu vereinigen und ins Unteroligocän zu stellen seien. REIS⁴⁾ sprach sich später für Priabona-Alter hinsichtlich der Vorkommen bei St. Zeno aus, trennte aber einen Teil der Reichenhaller Tertiärreste (Hallturn) davon ab und stellte sie denen von Castel Gomberto gleich. DENINGER⁵⁾ kommt für die Mergel des Elendgrabens zu dem Resultat, daß sie höchst wahrscheinlich Castel Gomberto entsprechen; leider sind gerade die für uns wichtigen Vorkommen, die petrographisch total abweichenden Vorkommen von St. Zeno nicht berücksichtigt (sogen. salinischer Steinbruch); nur FUCHS zitiert daraus Fossilien, deren Altersbestimmung (Ronca) GÜMBEL „für nicht sichergestellt“ hält.

Es steht mir nicht genügend Material zur Verfügung, um die Tertiärfrage neu aufzurollen.

C. Bayerische Fazies.

Die bayrische Sedimentreihe setzt sich aus folgenden Gliedern zusammen:

Gosau,

Neocom,

Aptychenschichten,

Lias und Radiolarit,

Kössener Schichten,

Hauptdolomit,

Raibler Schichten,

¹⁾ TH. FUCHS, Verst. aus den Eocänbildungen von Reichenhall. J. R. A. 1874.

²⁾ C. W. GÜMBEL, 1889, Stellung der Tertiärschichten von Reit i. W.; C. W. GÜMBEL, 1904, Geol. v. Bayern.

³⁾ O. M. REIS, Die Korallen der Reiter Schichten. Geogn. Jahresh. 1889.

⁴⁾ O. M. REIS, Erl. zur geol. Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geogn. Jahresh. 1895.

⁵⁾ K. DENINGER, Beitr. zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit i. W. und Reichenhall. Geogn. Jahresh. 1901.

Wettersteinkalk und Partnachsichten,
Muschelkalk.

Die Reihe ist ausgesprochen und typisch Bayrisch und die Anzeichen, die innerhalb des Gebietes eventuell auf die Nähe der Berchtesgadener Trias hinweisen, sind nur sehr spärlich. Um so auffallender ist die nahezu gleichförmige Entwicklung der Gosau im Bayrischen wie im Berchtesgadener Faziesgebiet.

I. Trias.

1. Muschelkalk.

Er ist in kleinen Aufschlüssen zu beiden Seiten des Tälchens entblößt, das von der Fischzuchtanstalt nach Langacker führt; er ist ein dunkler bituminöser, wenig charakteristischer, gebankter Kalk, der von dem wenig verschiedenen Wettersteinkalk durch unbedeutende Mergellagen getrennt ist, welche die

2. Partnachsichten

vertreten.

Weiter talaufwärts schließt sich der

3. Wettersteinkalk

unmittelbar an, der ebenfalls schlecht charakterisiert ist. Stellenweise ist er typisch, meist jedoch auffallend gefleckt und brekziös.

In seinen tiefsten Lagen fanden sich mehrere Exemplare von

Waldheimia faucensis ROTHPL. (Taf. IV Fig. 15, 16 u. 16a)

und dicke Cidaritenquerschnitte.

Ein vereinzelter tektonischer Fetzen von Wettersteinkalk ist dann noch, eingeschlossen von Dolomit und fraglichen Kalken, gegen den Hungerbach zu anzutreffen.

4. Raibler Schichten.

Außerhalb des kartierten Gebietes sind Raibler Schichten in fossilreicher bayrischer Ausbildung auf der Südabdachung des Zwiesels zu finden; im kartierten Gebiet sind sie nirgends mehr typisch mit Fossilführung entwickelt.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit lassen sich hier die Kalkzüge einreihen, die an der östlichen Umrandung des Hauptdolomitgebietes (östlich und nordöstlich des Thumsees) wechsellagernd mit Dolomit auftreten; die Aufschlüsse sind nirgends gut genug, um feststellen zu können, ob tektonische Wiederholungen oder sedimentäre Einlagerungen der Kalke vorliegen.

Für die Raibler Natur spricht ein kleiner Rauhwackenzug, der bei Seebichl die Straße überquert; ebenso häufigere Funde eines Sandsteines auf dem Hügel nördlich Seebichl, der sich jedoch nirgends anstehend auffinden ließ.

Nicht ausgeschlossen ist, daß in dem nördlichen Gebiet fossilere Plattenkalke oder Kössener Schichten vorliegen, die das tektonische Übergangsglied zur Liasmulde des eingebrochenen Karlsteiner Gebietes darstellen.

An beweisenden Fossilien konnte nichts gefunden werden; nur ein schlechter Terebratelrest (der bei der Seltenheit der Brachiopoden in Raibler Schichten eher auf Kössener Schichten deuten würde) und Crinoidenquerschnitte liegen vor.

Der Komplex hat eine Mächtigkeit von 100—150 m.

5. Hauptdolomit.

Er nimmt weitaus das größte Gebiet innerhalb der bayrischen Trias ein und weicht petrographisch vom allgemeinen verbreiteten Typ des Gesteins nicht ab; die Mächtigkeit beträgt am Ristfeichtorn ca. 700 m.

6. Plattendolomit.

Kaum merklich geht der Hauptdolomit in meist gut geschichteten, öfter nahezu vollständig bitumenfreien Plattendolomit über, dessen Abgrenzung am Ristfeichtorn durch eine lokal entwickelte Zone ermöglicht ist, die reichlich Gastropoden vom Plattenkalktypus führt; bestimmbar war nur ein *Cerithium eulyctum* v. AMM. In der Umgebung des Thumsees ist eine Abtrennung äußerst unsicher, und nur der Fund von einigen Megalodontendurchschnitten (von ca. 10 cm Höhe) bot am Gebersberg einen spärlichen Anhaltspunkt. Mächtigkeit 300 m.

7. Rhät.

Unabhängig von älterer Trias tritt im Anschluß an die Lias-Neocom-Serie des Karlsteiner Gebietes (zwischen den Höfen Jodl und Heitzmann) ein flimmeriger grauer Kalk auf, der folgende Kössener Formen geliefert hat:

Spirigera oxycolpos EMMR.

Rhynchonella fissicostata SÜSS.

Waldheimia norica SÜSS.

Spiriferina uncinata SCHAFFH.

Pinna Meriani WINKL.

Choristoceras cf. Marshi HAU.

II. Jura.

1. Lias.

Anschließend an die Kössener Kalke treten Fleckenkalke und graue hornsteinreiche fossilieere Kalke auf; die Fleckenmergel sind nur angedeutet. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 50 m.

Im Gegenflügel der Mulde, die der Lias im Karlsteiner Gebiet bildet, ist oberhalb des kleinen Weiher bei Fellner ein fossilführendes Lager aufgeschlossen, das faunistisch identisch ist mit den „grauen Lamellibranchiaten-Kalken“, wie sie an der Basis des Lias' im Kammerkehr-Gebiet auftreten.

Das Gestein ist hellgrau und schwach sandig verwitternd, führt nicht selten Crinoideen und häufig Glaukonit. Mächtigkeit 10 m?

An Fossilien ließen sich folgende bestimmen:

Terebratula cf. punctata SOW.

Pholadomya corrugata KOCH und DUNK.

Lima gigantea SOW.

„ *subdupla* STOPP.

„ *cf. punctata* SOW.

Oxytoma cf. inaequalis EMMR.

Über diesen versteinierungs-führenden Lagen stellen sich petrographisch wechselnde Gesteine ein, die für eine detaillierte Horizontierung zu schlecht aufgeschlossen sind. Teils sind es dichte, gelbliche, tonarme Kalke mit Hornsteinen, teils reichern sich mit Zurücktreten der Hornsteine Crinoidenreste so stark an, daß ein ausge-

sprochener Crinoidenkalk entsteht, der Cephalopodenquerschnitte von sehr geringer Größe erkennen läßt und so an Hirlatzkalk erinnert.

In den höheren Lagen reichert sich der Tongehalt mehr an; es treten flaserige lichterote Kalke mit grünlicher oder gelblicher Flammung auf; auf den mit Tonhäuten überzogenen Schichtflächen sind verdrückte Ammoniten nicht selten, doch ist an eine spezifische Bestimmung nicht zu denken. Mächtigkeit 60—80 m.

Als Andeutung des NW.—SO. über Jodl wegstreichenden Muldenkernes finden sich Manganschiefer, die einen kleinen *Coeloceras sp.* geliefert haben. Sie verursachten den Erdrutsch in dem Tälchen oberhalb Seppenbauer, der als Hangendes derselben grauen und roten

2. Radiolarit

mit 10—15 m Mächtigkeit freilegte. Er führt in großen Mengen die gewöhnlichen Formen (*Lithocampe*, *Cenosphaera*, *Sphaerocozum*), meist nicht sehr gut erhalten, daneben Spongienreste. Über ihre Horizontierung gibt weder die Fossilführung noch die Lagerung genügend sicheren Aufschluß. Es ziehen sich die roten Hornsteinlagen im Gehänge des kleinen Tälchens westlich Punkt 561 nach Süden, und scheinen dort von Kalken überlagert zu sein, wie sie im Lias als Crinoidenkalk beschrieben worden sind. Doch weisen kleine Fetzen von Neocom im gleichen Gehänge auf tektonische Störungen hin, die infolge der schlechten Aufschlüsse nicht weiter verfolgbar sind, aber vor weitergehenden stratigraphischen Schlüssen warnen. An dieses Liasgebiet schließen sich nach Süden die

3. Aptychenkalke

an, doch liegt der — vielleicht — tektonische Kontakt unter Kulturboden begraben.

An Fossilien haben sie ebenso wie die kleinen Fetzen gegen die Kugelbachalm zu nichts geliefert, doch sind die gut gebankten grauen Aptychenkalke mit ihrer dichten Struktur und eigentümlich matten Farbe nicht zu verkennen. Die erschlossene Mächtigkeit beträgt ca. 150 m. Ebenso unbedeutend — ihrer räumlichen Ausdehnung nach — sind die Kreideschichten.

III. Kreide.

1. Neocom.

Sie sind zwischen der Straße nach dem Thumsee und St. Pankraz schlecht im überwachsenen Gehänge aufgeschlossen, bilden das nasse Gebiet jenseits der Straße bei Seebichl und sind in einem größeren Aufschluß durch den auf der Karte namenlosen Bach („Gfällbach“) angerissen, der von Punkt 745 nach Seebichl herunterkommt. Kleine verschleppte Fetzen sind auch noch jenseits (südlich) der Kugelbachalm in dem ebenfalls Kugelbach genannten Rinnsal aufgeschlossen, wo sie die Bedeutung der Schneitzreit-Kugelbachalm-Karlstein-Linie demonstrieren helfen.

Sie sind sehr fossilarm und nur seltene Reste minimaler Aptychen geben Anhaltspunkte für ihre Altersstellung, abgesehen von ihrer petrographisch-typischen Entwicklung. Mächtigkeit mit ca. 120 m erschlossen.

2. Gosau.

Wie sich am Müllnerhorn grobe rote Konglomerate über der Berchtesgadener Trias ausbreiten, so transgrediert im Gebiet bayerischer Faziesentwicklung ebenfalls

ein rotes grobes Konglomerat, dessen auffallende Ähnlichkeit mit dem oben erwähnten sofort in die Augen fällt.

Auf alle Gesteine der Trias legt sich dieses Konglomerat mit häufig über kopfgroßen Rollstücken und stark tonigem Bindemittel. Es findet sich über die ganze Südflanke des Stauffen ausgebreitet, wo es bis nahe an die 1000 m-Kurve reicht, taucht allenthalben unter der Moränendecke gegen den Listsee zu auf und zieht als häufig unterbrochene Decke bis gegen die Hallstätter Kalkfelsen bei Karlstein. An der Basis finden sich als Seltenheit strahlige Pyritknollen; das Material setzt sich zum einen Teil aus Gestein bayerischer Herkunft zusammen; Radiolarite und Kössener Lumachelle lassen sich ohne weiteres erkennen; größtenteils sind es jedoch Gesteine, die mit den Hallstätter Kalken, die bereits als Bestandteile des Konglomerates auf dem Müllnerberg besprochen wurden, identisch sind.

Ein Bestandteil, der gesonderte Aufmerksamkeit verdient, sind Gerölle eines roten spätig sandigen Kalkes, gelegentlich mit roten Tupfen, der im Anstehenden selbst wohl als Gosau angesprochen würde.

Selten ist eine grobe Bankung zu erkennen, die im großen und ganzen ein Einfallen gegen SW. erkennen läßt.

Das genaue Alter dieses Konglomerates festzustellen ist noch schwieriger als bei dem Vorkommen auf dem Müllnerhorn. Während dort der deutliche Anschluß an das Lattengebirg die nötigen Anhaltspunkte bot, steht dieses bayerische Vorkommen isoliert; zwar tritt Gosau an einigen Punkten in den bayerischen Alpen auf, aber die fazielle Entwicklung ist vollständig abweichend; petrographisch steht der Komplex ohne Zweifel dem Basalkonglomerat der Gosau auf der Berchtesgadener Trias sehr nahe. Beide führen zu mindestens 50% Kalke, die zum Teil Hallstätter Kalken ähnlich, zum Teil mit ihnen identisch sind. Daneben führt das Konglomerat auf dem Stauffen Gesteine bayerischer Herkunft (Radiolarit, Kössener Kalke), die der Berchtesgadener Gosau fehlen und umgekehrt das Konglomerat auf dem Müllnerhorn Ramsaudolomit und Dachsteinkalk, die im bayerischen Gebiet zu fehlen scheinen. Dadurch unterscheiden sich beide. Daß sie einander gleich zu stellen sind, läßt sich nicht einwandfrei beweisen; aber immerhin sprechen alle Punkte, die sich anführen lassen — gleiche Lagerungsverhältnisse, gleiche Farbe, größtenteils fremde gleiche Gemengteile — so sehr für die Wahrscheinlichkeit dieser Annahme, daß ich auch hier ein senones Alter für am besten begründet halte.

D. Faziesverhältnisse.

Die Grenzen der drei unterschiedenen Faziesgebiete sind überall tektonische und kontinuierlich verfolgbare fazielle Übergänge sind nicht vorhanden. Die Beziehungen zwischen den einzelnen Gebieten lassen sich deshalb nur durch Vergleich der gleichalterigen Sedimente feststellen.

In der unteren Trias kann man drei Ausbildungstypen unterscheiden, die sich jedoch nicht mit den drei Faziesgebieten decken, sondern die in Fig. 3 schematisch dargestellte Verteilung haben.

Profil I und IIa entsprechen sich in der Führung der Reichenhaller Kalke; deren Liegendes — grünliche, glimmerige Werfener — ist zum Teil identisch, während das Hangende des Reichenhaller Kalkes in Reichenhall selbst unbekannt ist.

Bayerische F. (Stauffen)	Hallstätter F. (Reichenhall)	(Profil Saalach- Kienberg)	Berchtesgad. F. (Ramsau)
I.	IIa.	IIb.	III.
Muschelkalk	?	Dol. ↑ 250 m max.	Ramsau dolomit ↑ 600 m
<u>Reichenhall. Kalk</u>	<u>Reichenhall. Kalk</u> ?	<u>Werfener : kalkig</u>	
Werfener Sch.	Haselgebirg + Werfener Sch.	Werfener : sandig	

Fig. 3.

Die Beziehungen zwischen Profil IIb und III sind auffallend. Allerdings fehlen Profil IIb die typischen Hallstätter Kalke nahezu vollkommen und damit der nächstliegende Beweis für die tatsächliche Zugehörigkeit zur Hallstätter Fazies; die nächstgelegenen Vorkommen von Schneitzleit bis zum Pfennigland sind zum Teil sicher nur tektonisch in Kontakt mit dem Dolomit, den man — nördlich Ulrichsholz — als Fortsetzung des Kienbergprofils betrachten kann; zum Teil aber sind sie so schlecht erschlossen, daß es vorderhand fraglich bleiben muß, ob nicht die Tektonik gerade in diesem Bezirk eine bedeutendere Rolle spielt, als es auf der Karte zum Ausdruck kam.

Die gleiche Frage der Zugehörigkeit zur Hallstätter Fazies erhebt sich für das Gebiet des Reichenhaller Kalkes in Reichenhall selbst.

Es ist auffallend, daß in beiden Fällen ausgesprochene Hallstätter Glieder fehlen. Für beide bedarf die Bezeichnung Hallstätter Fazies der Begründung. Für den Reichenhaller Kalk liegt sie auf tektonischem Gebiet und wird noch besprochen werden.

Für das Kienberg-Profil dagegen waren neben der tektonischen Stellung die Ergebnisse der HAHN'schen Aufnahmen im Unkener Gebiet (HAHN, Kammerkehr-Sonntagshorngebiet, J. R. A. 1911) maßgebend.

Die Hallstätter Entwicklung stellt sich in diesem südlichen Teil im Übergang zur Berchtesgadener Trias dar; zur bayerischen Fazies fehlt jeder Anschluß; der Wechsel ist scharf und unvermittelt. Prinzipiell gleichartig liegen die Verhältnisse in dem nördlich anschließenden Gebiet (Pfennigland).

Man kann sagen, daß das Kienberg-Profil sich (s. Profiltafel, Profil 6) wesentlich nur durch die Mächtigkeitsziffern von Berchtesgadener Trias unterscheidet; der über den Werfenern liegende Dolomit ist auf 250 m reduziert, die Cidariskalke sind mit 120 m ziemlich mächtig, der Dolomit steht dem Ramsaudolomit nahe und

ist zum Teil nicht zu unterscheiden, die Cidaris-Schichten sind nach BITTNER identisch mit Vorkommen am Untersberg; glimmerig-tonige Einlagerungen erinnern an verschiedene Stellen am Müllnerhorn und im Lattengebirg, helle dichte Hornsteinkalke an Hallstätter Kalk. Jüngere Schichtglieder sind in dem Profil nicht vertreten.

So enge Beziehungen, wie hier, treten — auch zur Berchtesgadener Entwicklung — sonst nirgends mehr hervor.

Insbesondere fehlen, abgesehen von der tiefsten Trias, die Bindeglieder zur Bayerischen Entwicklung fast ganz.

Weder an Hallstätter noch an Berchtesgadener Trias sind Anklänge im Wettersteinkalk zu finden und, wenn auch die Fauna der Berchtesgadener karnischen Vertreter, der Cardita-Schichten, zum Teil den unteren Raibler Schichten im Bayerischen entspricht, so treten diesem ziemlich selbstverständlichen Punkt gegenüber die Unterschiede stark in den Vordergrund. Im Stollen sind häufig und charakteristisch die Cassianellen, die Nuculiden, die kleinen Exemplare von *Carn. floridus*, während *Cardita crenata* zu den Seltenheiten gehört.

Die karnischen Vertreter der Hallstätter Entwicklung stehen (wenn wir von den bereits besprochenen Cidaris-Schichten absehen) isoliert. Die Seite 121 erwähnte ähnliche Gesteinsausbildung von Gesteinen im Bayerischen und Hallstätter Gebiet ist ein minimaler Anhaltspunkt gegenüber einer großen Reihe von Typen, die nach keiner Seite Anzeichen von Übergang aufweisen. Das gleiche gilt für die norische Stufe, in der außerdem im Bayerischen Gebiet statt der zu erwartenden Annäherung an die kalkige Dachstein-Entwicklung im Berchtesgadener Gebiet im Gegenteil eine starke Dolomitisierung bis hoch in den Plattenkalk¹⁾ eintritt. Für das Rhät fehlen im Hallstätter Gebiet Anhaltspunkte zum Vergleich und auch die fraglichen roten, tonigen Einlagerungen im oberen Dachsteinkalk stehen, wenn sie überhaupt das Rhät vertreten, dem Bayerischen recht fern.

Kurz zusammengefaßt ergeben sich für die Trias folgende Resultate:

Im Saalach-Kienberg-Profil zeigt sich bei starker Reduktion der Mächtigkeit des aniso-ladinischen Komplexes Neigung zur Ausbildung einer Übergangsfazies, die allerdings ihre Beziehungen zur ausgesprochenen Hallstätter Fazies nur unklar erkennen läßt. Diese steht in ihren charakteristischen Vorkommen ziemlich isoliert; wie in der Bayerischen und Berchtesgadener Trias die karnische Epoche eine Verflachung des Meeres anzeigt, so muß auch für die Hallstätter Sedimente dieser Zeit festgestellt werden, daß sie durch ihren petrographischen Wechsel mehr den Charakter von Flachsee- als von Tiefseeablagerungen tragen; weit mehr noch macht sich dies in deren norischen Sedimenten geltend, die sowohl durch ihren außerordentlichen Wechsel im Habitus als auch die Dickschaligkeit der großen, plumpen Halorellen und den — allerdings vereinzelt — Pflanzenrest als höchst unwahrscheinlich erscheinen lassen, daß hier Tiefseeablagerungen vorliegen. Dazu kommt, daß im Unkener Gebiet HAHN wahrscheinlich norische Absätze mit kohligen Spuren wiederholt auffand, die zum Teil auf karnischen Hallstätter Hornsteinkalken aufliegen, zum Teil sogar in Sedimentationsverzahnung zu Hallstätter Kalken stehen,

Es kann für diesen Teil der Ostalpen kaum davon die Rede sein daß die Hallstätter Serie gegenüber Bayerischer und Berchtesgadener Trias als Ablagerungen einer Tiefsee zu bezeichnen ist; alle Beobachtungen sprechen für das Gegenteil.

¹⁾ Im gleichen Sinne cf. HAHN, Kammerkehr-Sonntagshorngruppe und ARLT, Die geol. Verhältnisse der östl. Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. 1911.

Ausgesprochenes Rhät ist nur im Bayerischen Teil vertreten; ob die tonigen, roten Einlagerungen im oberen Dachsteinkalk als Vertreter betrachtet werden können, ist mangels jeden paläontologischen Anhaltspunktes zweifelhaft. Offenbar ähnliche Lagen am Untersberg hat BITTNER (V. R. A. 1883 S. 202) mit Starhemberger Schichten verglichen, gibt aber auch nur „Gastropoden vom Typ der *Rissoa alpina*“ an.

Die Lias-Jura-Neocom-Serie bayerischerseits, die Spuren von Nerineenkalken andererseits stehen sich vollkommen fremdartig gegenüber. Erwähnt sei noch, daß sich im Neocom keine Andeutung der im Unkener Gebiet auftretenden Kieselkalke und Konglomerate fand.

Gegenüber den bisher geschilderten divergierenden Verhältnissen in Trias, Jura und unterer Kreide fällt es auf, daß die Gosaukreide im Bayerischen wie Berchtesgadener Gebiet außerordentlich ähnlich als rotes grobes Konglomerat entwickelt ist, das sich zu einem großen Teil aus Gesteinen der Hallstätter Trias zusammensetzt, daneben als weitere Komponenten die Materialien der nächsten Umgebung führt, also Radiolarit-, Lias-, Kössener-Gesteine, bzw. Ramsa dolomit und Dachsteinkalk. Dagegen scheinen der Bayerischen Gosau Berchtesgadener Komponenten und umgekehrt der Berchtesgadener Gosau bayerische fremd zu sein.

Die Hallstätter Gosau zeichnet sich durch starkes Zurücktreten der Konglomerate, wie der roten Farbe aus.

Mit der Gosaukreide schließt im Bayerischen wie Berchtesgadener Gebiet die Sedimentreihe ab und nur in der Hallstätter Zone finden sich Nierentaler Schichten und Tertiärreste. Aus der nachgewiesenen Mächtigkeit der Nierentaler Schichten auf dem Lattengebirg läßt sich folgern, daß sie in unserem engeren Gebiet auf der Berchtesgadener Masse nur durch Erosion verschwunden sind, daß also die fazielle Entwicklung in dieser Zeit für Berchtesgadener und Hallstätter Fazies gleich war. Für ihr ehemaliges Vorhandensein im Bayerischen Gebiet fehlt jeder Anhaltspunkt. Der gleiche Mangel sicherer Anhaltspunkte für die ursprüngliche Verbreitung der Tertiärsedimente macht eine Besprechung der Faziesverhältnisse im Tertiär unmöglich.

E. Diluvium und Alluvium.

Anzeichen der Eiszeit sind über das ganze Gebiet verstreut.

Moränenreste durchwegs stark mit zentralalpinem Material gemischt, sind reichlich im ganzen Südgehäng des Müllnerhornes, in der Kugelbachrinne, in der Umrandung des Reichenhaller Beckens anzutreffen. Etwas weniger häufig sind sie im Gebiet des Hauptdolomits. Hochgelegene größere Reste finden sich an der Südabdachung des Ristfeuchthornes im Gebiet der Sellarn-Alp, wo eine dünne Moränendecke noch die 1200 m-Kurve überschreitet; ebenso an der Ostseite des Müllnerhornes, wo die Müllnerberg- und Hörmann-Alm diesen Spuren ihr Dasein verdanken. Auch hier schließen die kristallinen Rollstücke ziemlich genau mit der 1200 m-Linie ab; diese Daten stimmen gut mit LEBLINGS Ergebnissen für das Lattengebirg überein, der eine Moränendecke, die er als der Würmeiszeit entsprechend betrachtet, bis 1200 m Höhe nachwies. Zu dem gleichen Ergebnis hinsichtlich der Schneegrenze war BRÜCKNER gelangt.

Interessant ist der kleine Moränenrest im Weißbachtal bei Wegscheid, der beweist, daß die Schlucht der Weißbachhöfen nicht vollständig auf Rechnung postglazialer Einschneidung infolge glazialer Übertiefung des Saalachtals gesetzt werden

darf, da diese Moräne nahezu die heutige Talsohle am Ende der Schlucht erreicht. Das Talstück Schneitzleit-Wegscheid ist mindestens älter als die letzte Eiszeit.

In ähnlicher Weise zeigt ein kleiner Moränenrest, der unter dem Gehänge schutt beim Stollenvortrieb bei Kibling angefahren wurde, im Verein mit Resten auf der andern Talseite, die LEBLING nachwies, daß seit Absatz dieser Eiszeitreste das Tal keine wesentliche Wandlung durchgemacht hat.

Auch die Sondierungen in der Saalach haben wichtige Aufschlüsse gebracht, die die postdiluvialen Vorgänge etwas beleuchten. Es wurde festgestellt, daß an der engsten Stelle der Saalach bei Kibling einst eine heut größtenteils mit Schottern erfüllte steilwandige Schlucht von gegen 30 m Tiefe vorhanden war. Kurz unterhalb liegen zu beiden Seiten der Saalach mächtige Reste eines Sturzbachkegels, der wohl unter die unmittelbar postdiluvialen Vorgänge einzureihen ist. Er muß einmal das Tal gesperrt haben und seine Reste fanden sich ebenso wie seitlich am Gehänge so als unterste Lage der Schotterausfüllung des alten Talprofils.

An der Südwestseite des Müllnerhornes (nordwestlich Reiter und nordöstlich Ulrichsholz) finden sich an zwei Stellen Konglomeratbänke ca. 120—150 m über der Saalach, die Analoga in den Terrassen des Unkener Gebietes (cf. HAHN, J. R. A. 1910, S. 399 ff.) aufweisen und dort von HAHN als dem Riß-Würm-Interglacial angehörig betrachtet wurden.

Schon lange bekannt ist das Konglomerat, auf dem die Ruine Gruttenstein sich erhebt. Die weitgehende Verfestigung, das Einfallen nach Nord und Ost, die Ähnlichkeit mit dem Salzburger Vorkommen soll darauf hindeuten, daß wir es mit dem Rest eines interglacialen Seedeltas zu tun haben; die Deltastruktur ist in den nur teilweise verfestigten Schottern nicht gut zu beobachten; außerdem wurde bisher kaum beachtet, daß die Schotter am Rand der Terrainstufe bis gegen Frosham sich fortsetzen, ohne daß geneigte Schichtung zu erkennen wäre. In dieser Fortsetzung liegen sie flach.

Schließlich seien noch die Schotter besprochen, die den flachen Boden des Reichenhaller Kessels bedingen. GÜMBEL sprach von einer Seeausfüllung und auch die Glacialgeologie hat meist diesen Gedanken im Anschluß an den Salzburger See akzeptiert. Die Aufschlüsse, die der Werkkanal geschaffen hat, zeigen aber durchwegs horizontalgeschichtete, grobe Schotter, denen mit bis zu 1,5 m Mächtigkeit lößartiger, kalkiger Lehmsand eingelagert ist. Schnecken von rezemem Typus sind reichlich darin zu finden. Am Rand des Beckens tauchte bei Kirchberg ein speckiger Ton auf, der wohl dem gleich daneben anstehenden Gipsletten seine Entstehung verdankt; in ihm fanden sich reichlich Holz- und Phragmitesreste, dazu Moose, die noch grün waren und unter dem Mikroskop keinerlei Zeichen längerer Einbettung erkennen ließen.

Der Ton ist ebenso wie die Schotter postglacial. Daß letztere wahrscheinlich nicht die Ausfüllung eines Sees darstellen, wurde bereits erwähnt; ihre Nivellierung dürften sie einzig der Saalach verdanken, deren altes Überschwemmungsgebiet sie wohl vorstellen.

IV. Tektonischer Teil.

Das Wesentliche der Tektonik des behandelten Gebietes ergibt ohne weiteres das Kartenbild: Bayerische und Berchtesgadener Fazies sind sich bis auf ein Minimum von wenig über hundert Metern genähert; bayerischerseits ist es der verhältnismäßig flach und ruhig gelagerte Hauptdolomit des Ristfeuchthornes

und Gebersberges, der — kaum beeinflußt von ihr — an die Grenze herantritt; die Berchtesgadener Fazies hat in dem behandelten Gebiet ihren sonstigen Strukturtypus stark abgeändert; nicht Schollen — die kaum eine Faltung erkennen lassen, wie Reiteralm und Lattengebirg — sind es, die Müllnerhorn und Kienberg aufbauen, sondern auffallend plastisch ist hier der in der Mächtigkeit stark reduzierte Dachsteinkalk gefaltet und schießt mit steilen Winkeln gegen die Grenze in die Tiefe.

Zwischen Bayerischem und Berchtesgadener Gebiet liegen eingebrochene Bayerische Teile, auf die Hallstätter Kalke und Dolomite überschoben sind, die eine Gosau-Nierentaler-Tertiär-Serie tragen; nach dem am meisten charakteristischen Bestandteil wurde dieses Gebiet als Hallstätter Zone bezeichnet, wobei der Begriff „Zone“ als tektonisch indifferent gewählt wurde.

Es ergibt sich für die Detailbeschreibung von selbst eine Dreigliederung des Gebietes:

- A. Bayerisches Hauptdolomit-Gebiet.
- B. Berchtesgadener Gebiet.
- C. Hallstätter Zone und tiefliegende Glieder der Bayerischen Serie.

A. Bayerisches Hauptdolomit-Gebiet.

(Ristfeuchthorn, Gebersberg, Albauerkopf, Siebenpalfen.)

Ohne Änderung setzt sich der Wettersteinkalkzug des Rauschenbergs nach Ost-Nord-Ost im Zwiesel-Stauffen-Massiv fort und gleichsinnig folgt der südlich vor- bzw. aufgelagerte Hauptdolomit. Deutlich macht sich dieser Anschluß im Streichen in den im Nordwesten außerhalb des Gebietes liegenden Gräben geltend, wo der Dolomit ziemlich gleichmäßig vom Zwieselmassiv wegfällt. Die südliche Begrenzung der Dolomitverbreitung folgt ebenfalls im Ausstrich noch im großen und ganzen vom Sonntagshorn zum Ristfeuchthorn herüber dieser Richtung, doch machen sich im Detail ziemliche Schwankungen bemerkbar. Schon HAHN¹⁾ war im südwestlich anschließenden Gebiet des Steinbaches ein häufiger Wechsel der Streichrichtung von Südwest über Süd nach Südost aufgefallen, den er als „Interferenzerscheinung“ zweier verschiedenartiger Faltungsintensitäten angesprochen hatte. Die gleiche Erscheinung läßt sich im Pernauergraben und im Scharngraben feststellen.

Mißt man an den vorzüglichen Aufschlüssen zwischen Mauthäusl und Wegscheid, wo in den sogen. Weißbachöfen die tiefsten Lagen des Dolomites entblößt sind, das Streichen, dann fällt auf, daß es sich hartnäckig in der Nähe der Nord-Südrichtung mit geringer Schwankung gegen Osten hält. Die gleiche Schwierigkeit, eine ausgeprägte Streichrichtung festzustellen, läßt sich in der westlichen und südlichen Umrahmung des Thumsees beobachten; der südwestliche Teil des Gebersberges liegt flach, wie die gut erschlossenen Wände bei Wegscheid zeigen; der nördliche Teil fällt mit mäßiger Neigung gegen West-Nord-West; blickt man vom Gebersberg hinüber zum Albauerkopf und Hochbiesel, dann sieht man die Schichtausstriche gleichförmig sich nach Norden heben, als ob die schiefe Platte ruhig gelagert wäre und doch zeigt der ganze Abhang dieses Zuges nach Norden ins Helmbachtal, daß die Ruhe nur eine scheinbare ist; rascher Wechsel im Streichen und in Bachrunsen aufgeschlossene Zertrümmerungszonen sind Anzeichen dafür, daß im Dolomit eine kaum zu entziffernde Tektonik verborgen liegt. Ähnliches ergibt sich am Fuß der Wände gegen den Thumsee zu; bei „Antoniberg“ (bei Nesselgraben) fällt der Dolomit steil nach

¹⁾ HAHN a. a. O.

Südosten, und oberhalb der Restauration am See mit gleichem Streichen steil gegen den Berg nach Nordwesten; die Häuser von Nesselgraben sind angebaut an geriefte Schuppungsflächen, die mäßig steil nach Südosten in den Gebersberg einfallen und bei ihrem Ausstrich ein natürliches (von den Anwohnern als Holzlager verwendetes) Schutzdach bilden und doch erwecken hoch oben die entblößten Schichtausstriche am Gebersberg — wie am Albauerkopf-Hochbiesel — den Eindruck eines nur wenig beunruhigten Dolomitpaketes. Ein entschiedenes Streichen stellt sich aber in der östlichen Umrandung des Dolomites ein; so wie seine tektonische Begrenzungslinie, die noch zu besprechen ist, aus der ausgesprochenen Nordost-Richtung allmählich in die Nord-süd-Richtung umschwenkt, so folgt auch das Streichen in den sehr steil bis senkrecht gestellten Raibler Schichten und Dolomiten der Randregion dieser Biegung, so daß es dem Bild einer Stirnregion einer Schubmasse ähnlich wird. Daß eine Anpressung stattgefunden hat, ist sehr schön links und rechts der Straße von Reichenhall zum Thumsee kurz hinter Seebichl zu sehen, wo dünnbankige Dolomite in enge Falten zusammengequetscht sind; der außerordentlich zertrümmerte Dolomit ist sehr gut in einem Steinbruch aufgeschlossen, der knapp bei dem Wettersteinkalkkrest südöstlich des Listsees liegt.

Auffallend wenig dagegen zeigt sich der Dolomit durch die Fortsetzung dieser Grenzlinie nach Südwesten (von den Nordwänden des Gebersberges bis gegen Melleck) beeinflußt. Zwar ist ganz im Süden am Wendelberg ein steiles Einschließen der Dolomitplatten gegen die Saalach herunter schon von der Staatsstraße aus leicht zu bemerken; aber nirgends weiter nördlich ist eine ähnlich deutliche Reaktion zu konstatieren. Wohl lassen sich kleine Störungen an der Straße zwischen Schneitzleit und dem Straßenknie beim Wendelberg beobachten, endogene Brekzien sind häufig, aber doch ist die Ruhe auffallend gegenüber der oben geschilderten Ostumrandung.

B. Berchtesgadener Gebirg.

I. „Gewölbebau“ des Müllnerberges.

Die Masse der Berchtesgadener Trias, die den Kienberg und das Müllnerhorn aufbaut, vereinigt, je nach der Seite, von der wir uns ihr nähern, zwei ganz verschiedene Bautypen: Besteigt man von Reichenhall über Kibling das Müllnerhorn, dann ist bis zu der Müllnerbergalm durchwegs ein nicht zu steiles Einfallen im Dolomit und Dachsteinkalk bemerkbar, das zwischen NNO. und NO. schwankt; in keiner Weise machen sich die scharfen Umbiegungen bemerklich, die so außerordentlich in die Augen springen, wenn man von der Gegenseite, z. B. vom Gebersberg aus den prallen NW.-Absturz des Müllnerhorngrates betrachtet; spitzwinkelig zu ihrem Streichen von der Gratlinie geschnitten, schießen die wellig verbogenen Dachsteinkalke nach Norden in die Tiefe; je weiter wir den Blick nach Süden lenken, desto flacher lagern sich die Kalke mit dem immer tieferen Eindringen der Gratlinie in das scheinbar steile Gerölle; und biegen wir um die Südwestkante des Berges herum, dann erschließt uns der pralle Südabsturz des Rabensteinerhornes in einer fast senkrechten Wand einen Querschnitt durch das mächtige, aber flach gespannte Gewölbe des Gipfelmassives, vgl. Fig. 7.

Wir erkennen ein asymmetrisches Gewölbe, dessen Nordwestflügel steil sich in die Tiefe senkt, während der Südostflügel mit schwachen Einfallswinkeln den Übergang zum Plateautypus des südöstlich an-

schließenden Gebietes bildet. Am ganzen Rand der Berchtesgadener Masse läßt sich diese Erscheinung, wenn auch nicht stets gleich deutlich, erkennen: Über dem Stollenmundloch des Wasserwerkes fallen schlecht gebankte Dolomite steil herab, weiter nach Westen taucht unter dem scharf umgebogenen Dachsteinkalk wie in einem Fenster der liegende Dolomit auf, steigt man von P. 496 zu P. 715 an, dann überquert man senkrecht stehende, stark tonige Schichtstreifen, die an die mächtigen Starhemberger (?) Schichten des Gipfelbaues erinnern; der gleiche Weg durchschneidet die Korallenkalken mit Nerineen, die auffallenderweise in ihren Lagerungsverhältnissen den Tithonkalken des Untersberges entsprechen; beide kleben mit steilem Einfallen am Rand der Schubmasse.

Südlich des Gipfelmassives zeigen sich die Spuren der Umbiegung in dem sogen. Scharnrücken (P. 1195), der in seinem westlichen Teil von steilen Starhemberger (?) Schichten durchzogen wird. In der Masse des Rückens selbst scheint ziemlich ruhige Lagerung zu herrschen, wenn sie auch nicht deutlich zu beobachten ist; sie stellt wohl die nach Norden verschobene östliche Hälfte des Kienberges dar, der in seiner westlichen Hälfte mit steil NW. fallendem Dachsteinkalk den Typus des Müllnerberges wiederholt, bzw. fortsetzt.

II. Querverschiebungen.

Es ist auffallend, daß nach Süden zu nicht nur der geschilderte Randtypus der Plateaustöcke sich in gleichbleibender Weise wiederholt — am markantesten im Achberg bei Unken — sondern, daß auch die spitzwinkelig die Gewölbe durchsetzenden Horizontalverschiebungen sich stets in der Art geltend machen, daß an einer NS. bis NNO.—SSW. streichenden Blattfläche jeweils der östliche Komplex weiter nach Norden gerückt, der westliche zurückgeblieben ist; sehr schön zeigt dies innerhalb des Gebietes der Kienberg; der Dachsteinkalk der Gipfelmasse scheint in das Niveau des östlich angrenzenden Ramsaudolomites gesunken; in Wirklichkeit dürfte durch horizontale Bewegung der östliche Teil — der Scharnrücken P. 1105 — an dem NS. streichenden Blatt nach Norden verschoben sein.

Beinahe ebenso klar wiederholt sich diese Erscheinung gegen Reichenhall zu; östlich P. 715 werden Ramsaudolomit und Dachsteinkalk von einer NNO. streichenden Horizontalverschiebung durchsetzt, die bei der Biegung des Tales die alte Richtung fortsetzend sich im Gehänge bemerkbar macht und ohne Beirung ihres geradlinigen Verlaufes den Höhenrücken übersteigt; die Vertikalität der Trennungsfläche läßt sich ohne weiteres erkennen und über die Richtung der stattgehabten Bewegung kann in diesem Zusammenhang kein Zweifel herrschen.

Auch östlich des Müllnerhördls dürfte eine entsprechende tektonische Linie durchlaufen, die sowohl das rasche — infolge Überwachsung und Schuttbedeckung nicht näher untersuchbare — Verschwinden der Starhemberger (?) Schichten des Gipfelgrates, als auch die Lage der zu weit nördlich erscheinenden Nerineenkalken zu erklären im Stande wäre.

Der Stollen des Wasserwerkes hat zwar eine Reihe von Rutschflächen mit horizontaler Schrammung bloßgelegt, die dieser im allgemeinen NNO. gerichteten Kraft entsprechen, aber sonderbarerweise gruppiert sich die überwiegende Mehrzahl der Harnische um N. 60—70 W., eine Richtung, die sich über Tag durch entsprechende Verschiebungen fast nicht bemerkbar macht; wohl lassen sich im Ostgehänge des Müllnerberges wiederholt Rutschstreifen der gleichen Richtung messen, auch an der Südseite sind sie sowohl an der Landstraße, als auch hoch oben am

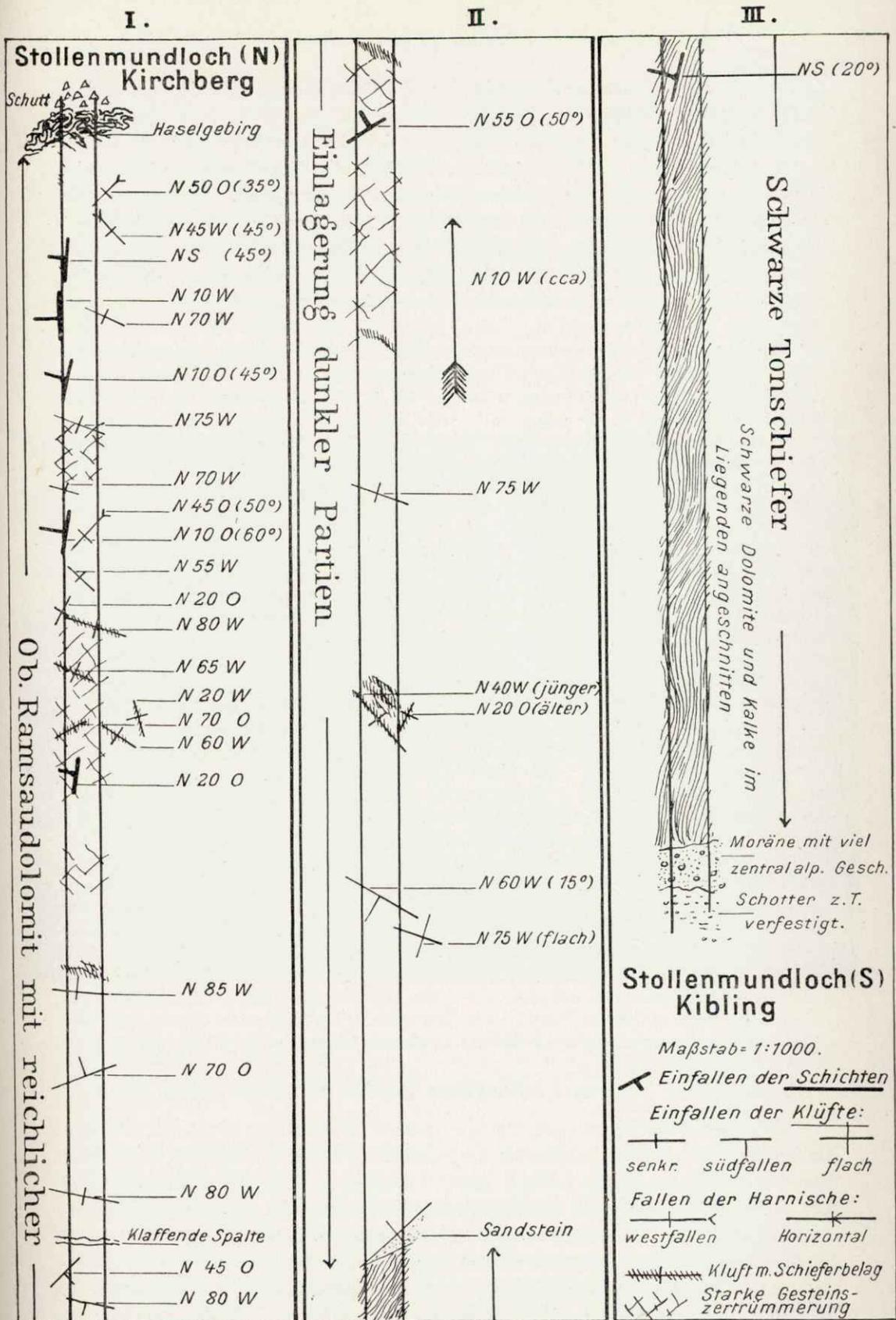


Fig. 4.

Profil durch den Stollen Kibling-Kirchberg.

Gipfelmassiv nachweisbar, doch nur in der Hallstätter Vorzone ist eine Verwerfung in diesem Sinne konstatierbar.

Neben den in der Hauptsache WNW. gerichteten Harnischen, die im Stollen meßbar aufgeschlossen waren, sind solche mit NO. bis ONO.-Richtung nicht selten, die von den vorgenannten verworfen werden, also älter sind. Die gleiche Erscheinung läßt sich noch an den freigelegten Wänden am nördlichen Stollenmundloch konstatieren, die nahezu ausschließlich von Rutschflächen gebildet werden. In beiden Aufschlüssen zeigt sich die NW. bis WNW.-Richtung als die jüngere.

Ähnlich fand HAHN auch das Altersverhältnis am Südrand des Kammerkehrgebietes.

Bezüglich dieser Querstörungen teilt mir Dr. O. M. REIS aus seinen noch unveröffentlichten Studien über diese Seite alpiner Tektonik folgendes zur Veröffentlichung mit: „Die von H. KRAUSS ausdrücklich betonte Richtung der Verschiebungen, wonach bei den NO.—SW. streichenden Blattverwerfungen der östliche Flügel nach N. verschoben ist, ist nicht hier eine lokale Erscheinung, sondern wiederholt sich z. B. in dem von HAHN kartierten felsigen Südrand des Kammerkehrgebirges ebenso wie in der Kleintektonik der Erzflöze der eoänen Kressenbergschichten. Hier zeigt sich eine zweite hierher gehörige Erscheinung, nämlich, daß an NW.—SO.-Störungen je der westliche Flügel nach N. verschoben ist, das heißt die am weitesten nach Norden verschobenen Bruchteile eines durch Blattverschiebungen gestörten Längszuges liegen zwischen nach Norden konvergierenden Querklüften. Diese Gesetzmäßigkeit ist nicht nur hier zu erkennen, sondern auch in der Quertektonik des Karwendel- und Wettersteingebirges, in der des Walchenseegebietes nach KNAUER, in gewissen Teilen der Vilsener Alpen nach der Kartierung von A. ROTHPLETZ, sie ist aus HELMS Karte des Sämtisgebirges sehr schön ersichtlich und endlich prägen die von A. BUXTORF in der geologischen Karte des Bregenstocks dargestellten Querstörungen genau das gleiche Richtungsgesetz aus. Für diese Art von schiefer zur Kette verlaufenden Querbrüchen, welche dem obigen Gesetz gehorchen, verwendet BUXTORF die Bezeichnung „Streckungsbrüche“, wenn auch hiermit nicht die „Klippenstreckung“ mit Längszerreißen und Abquetschungen nach LUGEON-ARN. HEIM gemeint ist.

In der Tat ist das Resultat dieser Verschiebungen nicht nur eine weiteste Verschiebung nach Norden, sondern auch eine Streckung, welche wir in den nördlichen Alpen fast durchgehends auf eine Druck- und Schubwirkung von innen nach dem nördlichen Außenrand zurückzuführen haben. Die Rutschstreifen sind auch größtenteils etwas nach N. geneigt, d. h. nach der praealpinen Seite abgeglitten; es ist auch das ziemlich gesetzmäßig.

Die von H. KRAUSS gegebene Darstellung zeigt auch, daß zu den großen Verwerfungen nicht selten konvergierende Seitenklüfte in NO. und ONO. sich zeigen. Unsere Ansicht von einer im wesentlichen einheitlichen Verschiebung nach N. könnte dadurch verneint werden, daß letztere durch erstere etwas verworfen werden. Wir dürfen aber auch betonen, daß ein solcher Vorgang seine verschiedenen Stärkestadien gehabt haben könnte und daß die Druckwirkung auf den WNW. gerichteten Klüften länger andauert habe. Es wäre das in diesem Gebiet nicht auszuschließen, wenn man bedenkt, daß eine von W. nach O. vorrückende Schubmasse (Berchtesgadener Masse) an der queren Aufsattelung W. von der Kammerkehr eine Stauung erfahren haben kann und so hinter der Stirnmasse auf älteren Klüften noch nachträglich in NW. gewendete, etwas spätere Ausweichbewegungen nach dem alpinen Außenrand zu eintreten mußten.“

C. Hallstätter Zone und tiefliegende Glieder der Bayerischen Serie.

Zwischen Bayerischer und Berchtesgadener Entwicklung liegt ein Gebietsstreifen, der sich in der Nähe der Kugelbachalm auf ein Minimum von wenig über hundert Meter Breite verengt, nach Norden wie nach Süden dagegen sich stark verbreitert. Er zerfällt wieder in zwei ohne weiteres leicht trennbare Glieder: die Hallstätter Zone als Umrandung der Berchtesgadener Entwicklung und vor ihr die (in der Hauptsache) jüngeren Glieder der bayerischen Serie; letztere sollen zusammen mit ihrer Abgrenzung gegen das Hauptdolomitgebiet zuerst besprochen werden.

Der Kürze halber sei dieser Komplex „Karlsteiner Gebiet“ genannt; in gedrängter Form zeigt er fast die ganze Bayerische Sedimentreihe: Muschelkalk-

Partnachsichten-Wettersteinkalk sind in einer konkordanten Folge, wenn auch nicht sehr mächtig vertreten (s. Profiltafel I, Profil 1, s. Fig. 5); der Hauptdolomit ist nur in kleinen Fetzen vorhanden, dagegen beginnt wieder mit dem kleinen Rest von Kössener Schichten nordwestlich von Karlstein eine bis ins Neocom reichende geschlossene Folge; (in welchem Verhältnis hierzu die fraglichen Kössener Schichten am Süabhäng des Stauffen stehen, läßt sich vorderhand noch nicht entscheiden;) reichliche Eiszeitrelikte, Schuttbedeckung und Kulturland erschweren den Einblick in die Details der Schichtfolge, insbesondere ist es nirgends möglich, die transgressive Auflagerung der Gosau tatsächlich zu beobachten; nur in der Bachrunse nördlich Listsee ist die Auflagerung auf dem Dolomit mit Pyritknollen an der Basis erschlossen.

Zwiesel.

Stauffen.

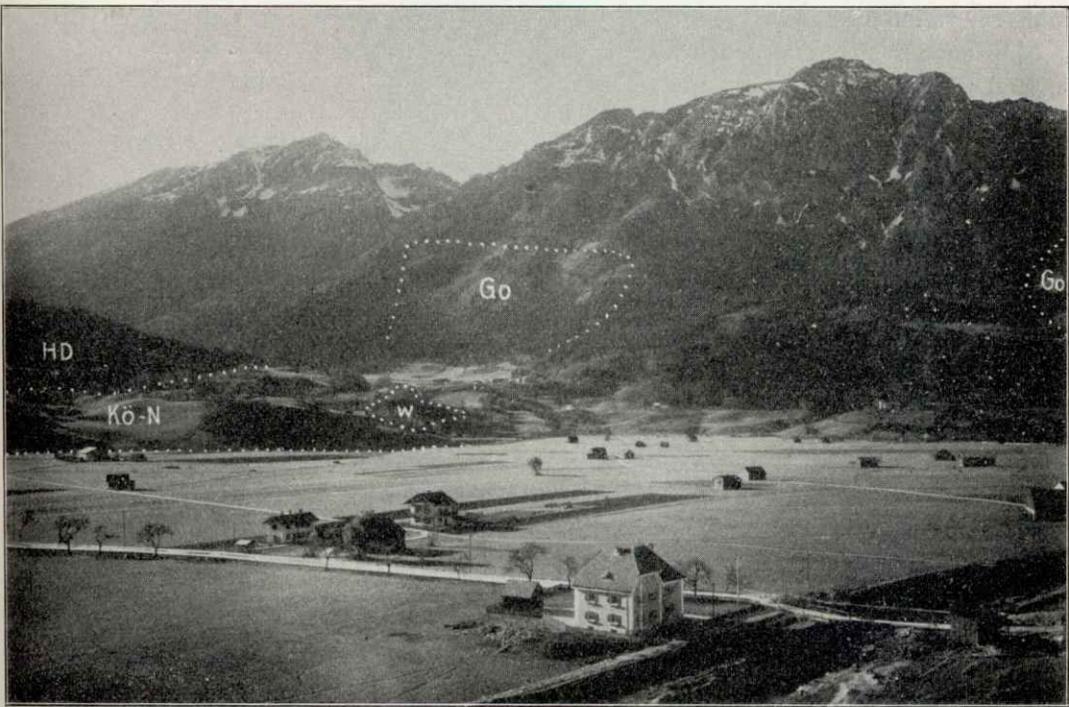


Fig. 5.

Standpunkt oberhalb des Stollenmundloches bei Kirchberg. Blick auf Stauffen und Zwiesel. Zeigt die Auflagerung der Gosau (Go) und die eingebrochenen bayrischen Sedimente des Karlsteiner Gebietes (W = Wettersteinkalk und Muschelkalk, Kö-N = Kössener-Schichten-Lias-Neocom Serie), über die sich die Gosau — hier nicht ausgeschieden — ebenfalls ausbreitet.

Das Kartenbild läßt jedoch kaum einen anderen Eindruck aufkommen, als daß auch die Gosau in dem ganzen übrigen Karlsteiner Gebiet transgressiv auf der Bayerischen Serie aufliegt, tektonisch also ebenso dem Bayerischen Gebiet angehört wie die größeren Komplexe in der Südabdachung des Stauffen, die teils auf Hauptdolomit, teils auf Plattenkalk, teils auf fraglichen Rhätalken transgredieren.

Ebenso ist aus der Konfiguration wie aus den allerdings nicht sehr glänzenden Aufschlüssen nirgends ein Anhaltspunkt dafür zu gewinnen, daß innerhalb des Konglomerates bedeutende Störungen horizontaler oder vertikaler Natur verlaufen,

die es erklärlich machen würden, daß kaum 500 m von dem Muschelkalk, nordwestlich des Wortes „Bad“ (Bad Reichenhall) der Karte, Lias angeschnitten ist; nichts deutet darauf hin, daß die Störung, die beide Komplexe (Untere Trias und Lias) scheidet, auch die überbrückende Gosau betroffen hat, so daß wir zu der Schlußfolgerung kommen, daß eine praegosauische Störung eine Schichtreduktion von mindestens 1000 m bewirkt hat, da der Wettersteinkalk nahezu ganz und der Hauptdolomit vollständig fehlt; ebenso muß bei Richtigkeit der vorausgehenden Schlußfolgerungen die Erosion vor Absatz der Gosau eine sehr kräftige gewesen sein, da die Niveaudifferenzen zu Beginn der Absätze der oberen Kreide bereits wieder beseitigt waren.

Neben der Gosau nehmen die Liassedimente im Karlsteiner Gebiet den größten Raum ein; sie bilden eine eng zusammengequetschte Mulde, an deren einem Flügel noch Kössener Schichten sichtbar werden; im nördlichen Teil bildet Radiolarit den Kern, während nach Süden zu Aptychenschichten und Neocom als weitere Glieder des sich senkenden Muldeninnersten sich einstellen; auf dieses Neocom sind die Hallstätter Kalke und Dolomite der Felsen, die die Ruine und die Kirche St. Pankraz tragen, aufgeschoben (cf. Textbeilage S. 142).

Längs der Hauptdolomitgrenze setzt sich die Mulde in Gestalt von Aptychenschichten-Radiolarit und Neocomfetzen nach Südwesten bis über die Kugelbachalm hinaus fort; knapp südlich Seebichl kleben Reste von Aptychenschichten und einer Radiolaritbrekzie am Hauptdolomit (in einem minimalen Aufschluß), Neocom und Aptychenschichten sind gegen die Kugelbachalm zu gut aufgeschlossen und die letzten Spuren sind in der Rinne des Kugelbaches beim sogen. Pfennigland in großartiger Weise zwischen Hauptdolomit und Hallstätter Dolomit aufgeschlossen.

Von Schneitzreit bis zum Süden des Blattes fehlen weitere Reste, doch sind sie wohl nur unter den Saalach-Alluvionen begraben; denn knapp an der Gebietsgrenze sind im Steinbach bei Melleck in senkrechtem Kontakt mit Hauptdolomit Aptychenschichten aufgeschlossen, die nur den nördlichen Ausläufer eines ebenfalls aus Lias bis Neocom bestehenden Einbruchgebietes darstellen, das sich ins Unkenener Gebiet fortsetzt, und gegen norischen Dolomit „vielleicht 500 m“ (HAHN) abgesunken ist.

Wir haben hier ein vollständiges Analogon zum Karlsteiner Gebiet und es kann kein Zweifel sein, daß die Grenzlinie der Lias- bis Neocom-Sedimente gegen Hauptdolomit nichts anderes ist als die Fortsetzung des sogen. „Saalachwestbruches“ im Unkenener Gebiet.

Die Kontakte an dieser Linie sind durchwegs steil; daß im Süden die Aptychenschichten mit senkrechter Trennungsfläche an den Hauptdolomit grenzen, wurde bereits erwähnt; bei Schneitzreit ist der Kontakt nicht sichtbar, doch der Verlauf der Dolomitgrenze spricht für deren Vertikalität, ebenso ihr Einmünden in die Kugelbachrinne, die mit ihren senkrecht stehenden Harnischflächen einen Einblick tun läßt in das Wesen der auch weiter nach Nordosten bis über die Kugelbachalm hinaus in der Nordostrichtung verlaufenden Grenzfüge; von hier ab schwenkt sie allerdings in die Nordnordost- und dann in die ausgesprochene Nordrichtung um, aber ihr Charakter ändert sich damit hinsichtlich des Einfallens nicht; durch den tiefen Einschnitt bei Seebichl nicht beirrt, läuft sie geradlinig von einer Talseite zur anderen. Am Ostabhang des Siebenpalfen ist der Kontakt zwischen Hauptdolomit und Lias auf eine kurze Strecke erschlossen (s. Fig. 6); der Aufschluß liegt bei der Weggabel in nordwestlicher Verlängerung des Radiolarit-

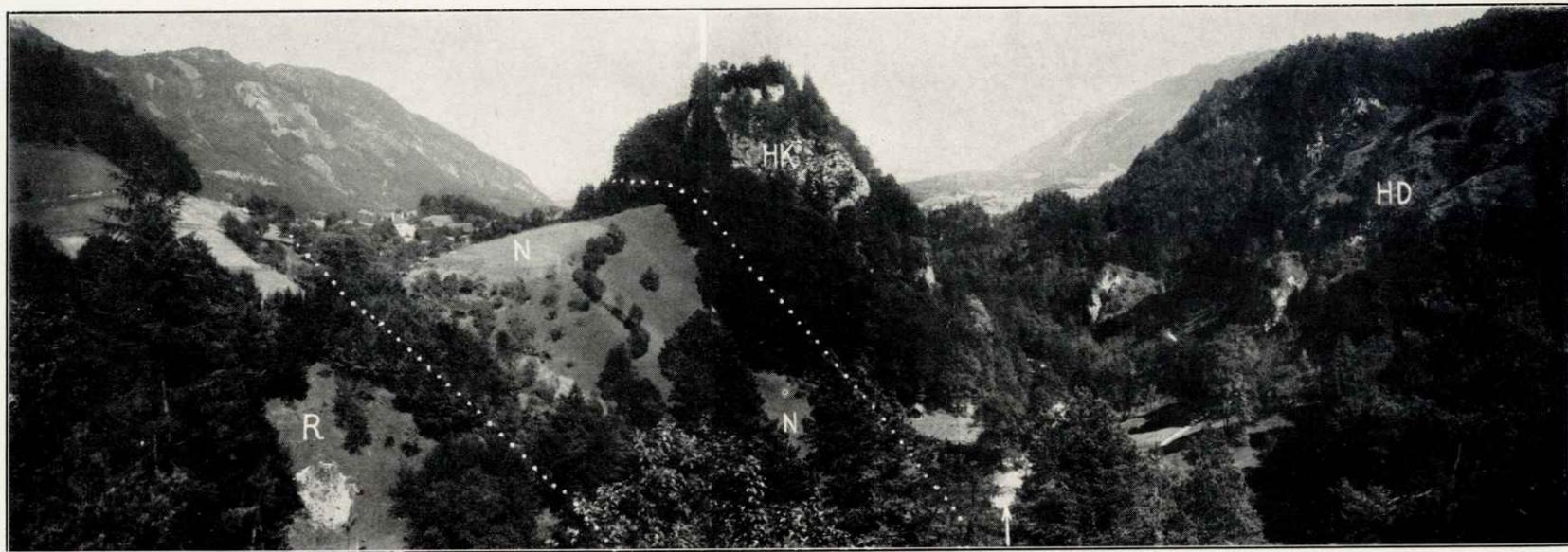
Textbeilage zu S. 142.

Ausläufer des Stauffen.

Untersberg.

St. Pankraz.

Ruine Karlstein.



R = Raibler Schichten

N = Neocom.

HD = Hallstätter Dolomit.

HK = Hallstätter Kalk.

Blick von Seebichl (nach NO.) auf die auf das Neocom aufgeschobenen Hallstätter Kalke des Karlsteins.

Im Hintergrund das Reichenhaller Becken flankiert von Stauffen (links) und Untersberg (rechts).

zuges; der Kontakt streicht N. 20 W. und fällt mit ca. 80° vom Dolomit weg gegen Westen; von Schrammen ist nichts zu sehen.

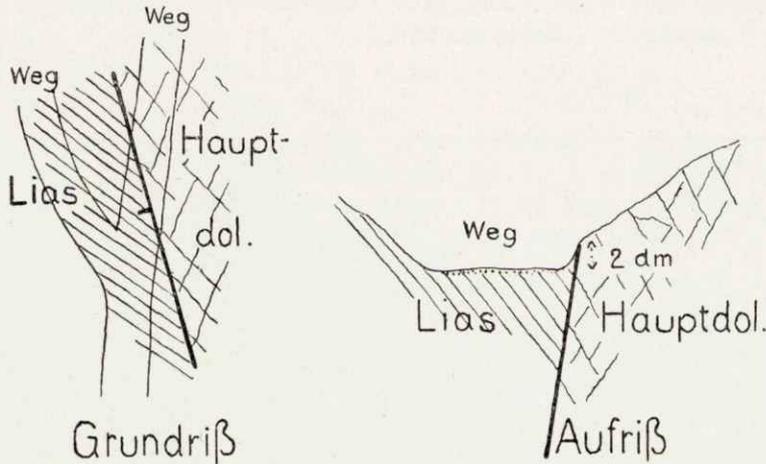


Fig. 6.

Kontakt von Hauptdolomit und Lias bei Karlstein.

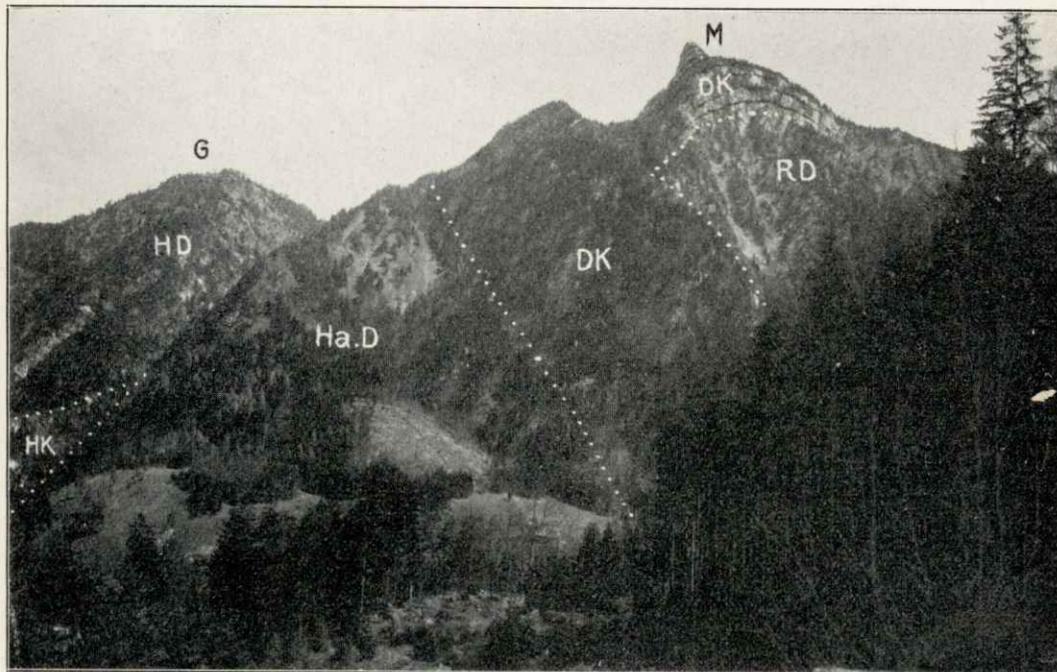
Wenn wir nun die Begrenzungslinie des Hauptdolomitgebietes im Ganzen betrachten, dann stellt sie sich als eine im Norden (Karlsteiner Gebiet) und im Süden (nördlich Unken bis Melleck) deutliche Bruchlinie dar, deren mittleres Verbindungsstück gleichzeitig als Bewegungsbahn für Horizontalverschiebung gedient hat, woraus ihr geradliniger Verlauf zu erklären ist.

Als trennendes Band breitet sich zwischen bayerischem und Berchtesgadener Gebiet die Zone Hallstätter Entwicklung aus. Bereits im stratigraphischen Teil wurde mit ihr die nicht typisch entwickelte Trias zwischen Kienberg und Saalach zusammengefaßt, die eine Übergangsfazies zur Berchtesgadener Entwicklung darstellt; tektonisch ist sie ein Glied der Hallstätter Zone; sie ist in dem Gebiet südlich Schneitzleit und Ulrichsholz verhältnismäßig breit als eine steil nach Osten einfallende Serie von Werfener Schichten, Dolomit und Cidarischichten entwickelt; der Kontakt nach Westen ist durch die Saalach-Alluvionen verdeckt, nach Osten durch Schutt stets mehr oder minder stark überdeckt; in breitem Zug setzen die Dolomite (= Ha. D. der Abb. 7) mit Resten der Cidarischichten nach Norden über die Saalach, verschmälern sich allmählich gegen das Pfennigland zu und kommen westlich P. 1105 auf kurze Strecke vollständig zum Verschwinden. Mit dem raschen Verschwinden der Cidarischichten stellen sich jenseits der Saalach eine Reihe anderer Kalk- und Mergelhorizonte ein, deren tektonische wie stratigraphische Beziehungen sich infolge der nicht glänzenden Aufschlüsse nicht besser festlegen lassen, als es auf der Karte versucht ist. Wie ein Spahn, beiderseits tektonisch begrenzt, sitzt der Halobienkalk nördlich P. 506 (zwischen Ulrichsholz und Schneitzleit) zwischen Hauptdolomit und Hallstätter Dolomit (HK der Abb. 7) und ihm scheint, östlich seines nördlichen Endes der kleine Kalkrest zu entsprechen, während der zusammenhängende Kalkzug zwischen „Pfennigland“ und „Kugelbach“ — obwohl ungefähr in gleichem Zug gelegen — wenigstens stratigraphisch keine Zusammengehörigkeit erkennen läßt; er ist auch zu einem guten Teil durch die Halorellen-Führung als norisch gekennzeichnet, während der Hallstätter Kalk bei Schneitzleit karnisches Alter hat.

Ob die zwei Aufschlüsse unterhalb des Wortes „Pfennigland“, deren oberer Ähnlichkeit mit Gosau, deren unterer mit Cardita-Schichten hat, stratigraphische oder tektonische „Einlagerungen“ im Dolomit darstellen, läßt sich an Hand der vorhandenen Aufschlüsse nicht ermitteln.

Pfennigland.

P. 1105.



G = Gebersberg. M = Müllnerhorn. HD = Hauptdolomit. DK = Dachsteinkalk. HK = Hallstätter Kalk.
Ha.D = Hallstätter Dolomit. RD = Ramsaudolomit.

Fig. 7.

Übersichtsbild (etwas schematisiert): Müllnerhorn und Gebersberg vom Kienberg aus gesehen. (Blick nach N.)

Nach der starken Einschnürung westlich P. 1105 verbreitert sich das Gebiet wieder etwas und zieht, angedeutet durch schlecht zusammenhängende Schollen, die isoliert aus Schutt und Diluvium heraussehen, über die Kugelbachalm zwischen Müllnerhorn und Gebersberg durch; mit der Verbreiterung gegen Reichenhall zu stellen sich als jüngere Glieder Gosau, Nierentaler Schichten und Tertiär ein; sie begleiten in der Hauptsache nur den Ast, der sich eng dem Rand der Berchtesgadener Masse anschließt und bis über Kirchberg hinaus verfolgt werden kann; der zweite Ast, der sich in gerader Richtung nach Karlstein fortsetzt, besteht nur aus triassischen Kalken und Dolomit, denen ein kleiner Rest Gosau (?) angeklebt ist (direkt neben „K“ des Wortes Karlstein der Karte).

Das Streichen ist in diesem Zug meist nicht zu erkennen; wo es meßbar ist, wie lokal in den Gosau- und Nierentaler Sedimenten oder wie im Dolomit und Kalk bei Kaitl oder in dem Buckel westlich Kirchberg, schließt es sich dem Rand der Berchtesgadener Schubmasse an und fällt gegen diese ein.

Das ganze Gebiet zeigt Spuren sehr starker tektonischer Beanspruchung; eine Reihe von Sprüngen, die kleine Verschiebungen zur Folge haben, durchsetzen die Gosau in Nordnordost- bis Nordost-Richtung; aus den Gosauwänden treten gelegentlich

Schuppungsflächen aus, die mit mäßiger Neigung und deutlicher Schrammung ca. nach Südost einschießen.

Eine Eigentümlichkeit ist fernerhin, daß die vertikalen Klüfte häufig klaffen und so tiefe Spalten mit bis 1,5 m lichter Weite erzeugen. Das bekannteste Beispiel dafür ist die sog. Reischklamm südöstlich Brunnhaus Keitl.

Die Grenzen der Hallstätter Zone sind nach beiden Seiten anormale. Gegen die bayerische Seite ist der Kontakt im äußersten Süden in der senkrechten Abgrenzung der fraglichen Kalke und Mergel bei Zenau und Dachs (s. S. 122) gegen den Hauptdolomit des Wendelberges erschlossen; der weitere Verlauf nach Norden ist bis Schneitzleit durch Alluvionen überdeckt; von hier ab bis über das Pfennigland hinaus bildet die Hallstätter Zone — hauptsächlich mit Dolomit — die östliche Wand der Kugelbachschlucht, die ebenso wie auf der westlichen Seite der bayerische Hauptdolomit mit mehr oder minder horizontalen Bewegungsflächen bedeckt ist; zwischen beiden Seiten liegen die letzten Spuren eingebrochener bayerischer Sedimente. Über die Kugelbachalm hinaus werden die Aufschlüsse schlecht; Hallstätter und bayerische Gesteine liegen nebeneinander, getrennt durch Schutt und Diluvium, ungefähr in gleicher Höhenlage; erschlossen ist der Kontakt nirgends; erst die auf der beigegebenen Photographie dargestellten Verhältnisse bei Karlstein lassen erkennen, daß die Hallstätter Kalke der Felsen, die die Ruine Karlstein und die Kirche tragen, auf Neocom aufgeschoben sind; und zwar läßt die Photographie ganz gut erkennen, daß die Kontaktfläche keinesfalls flacher als 45° sein kann, vgl. Textbeilage zu S. 142.

Als Ganzes nochmals betrachtet, stellt sich die Grenze der Hallstätter Zone gegen die Bayerische Serie als eine Überschiebungslinie dar, deren Natur im Süden (Unkener Gebiet) und im Norden (Karlsteiner Gebiet) leicht zu erkennen ist; die zwischen beiden Gebieten liegende, Nordost gerichtete Strecke zeigt den Kontakt durch eine der Schubbewegung gleichzeitige oder spätere Blattverschiebung modifiziert; diese ist in großartiger Weise durch die Klamm, die der Kugelbach oberhalb Schneitzleit bildet, freigelegt: die westliche Seite bildet der Hauptdolomit, der auf einige hundert Meter ein System von einander ablösenden und ineinander verflochtenen Harnischen mit horizontalen bis schwach Nordfallenden Striemen darstellt; die andere Seite sind Hallstätter Dolomite, die gleichfalls von Harnischen bedeckt sind; und zwischen beiden tauchen im bunten Wechsel die verschleppten Fetzen von Werfener Schichten, Lias, Aptychenkalken, Neocom auf, die aufs deutlichste beweisen, daß keine einfache Blattverschiebung vorliegt, sondern das von einem Blatt durchfahrene und stark entstellte Randgebiet einer Überschiebung.

Wenn auch nur sehr schlecht aufgeschlossen, stellt die Grenze der Hallstätter Zone gegen das Berchtesgadener Gebirg doch ohne Zweifel ebenfalls eine Schubfläche dar. Wie eine einheitliche geschlossene Mauer erhebt sich die Berchtesgadener Trias des Müllnerhornes und Kienberges über die in der Tiefe vorlagernde Hallstätter Entwicklung und begräbt mit ihrer Schuttlieferung fast den ganzen Verlauf der Grenze; einigermäßen gut erschlossen ist sie im nördlichen Pfennigland (nordwestlich P. 1105). (Siehe Fig. 8.) Nahezu senkrecht stehenden Dachsteinkalk sieht man hier mit einer steilen Grenzfläche, deren Streichen ungefähr mit $N. 30^{\circ}$, deren Fallen mit 65° O. sich messen läßt, an Hallstätter Dolomit angrenzen. Dieser wird von Halorellen-führenden Kalken unterlagert, die abermals auf Dolomit aufliegen. Einige Meter abwärts im Gehänge stehen rote Werfener Schichten an und

steigt man im Bach einige 30 m abwärts, dann treten an deren Stelle Neocom und Aptychenschichten.

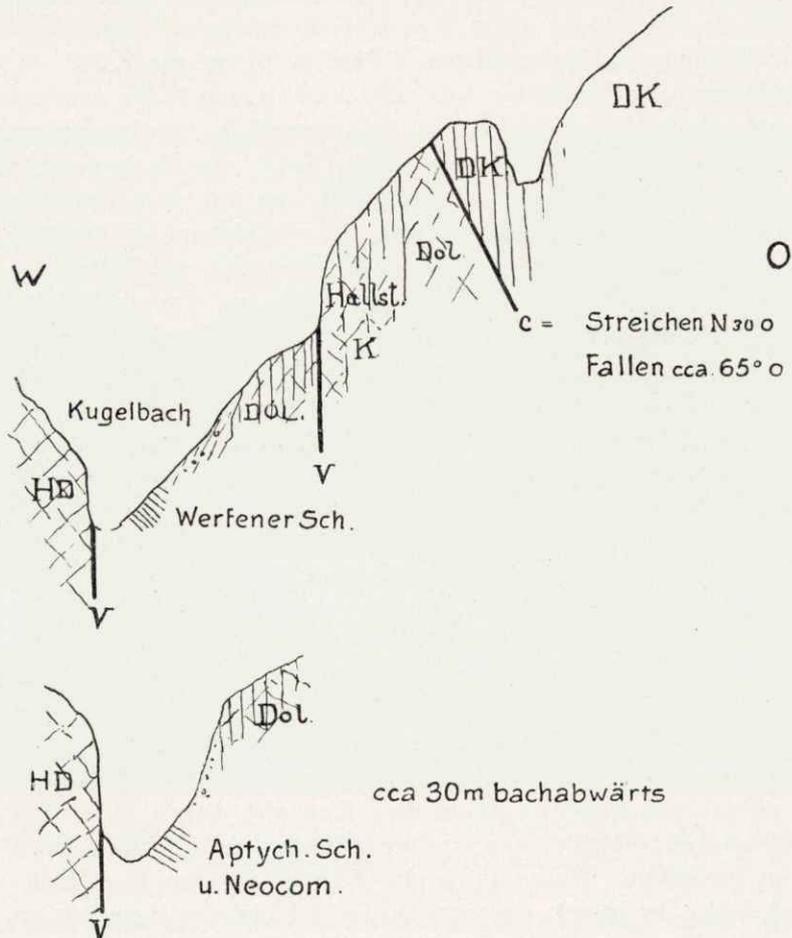


Fig. 8.

Etwas schematisiertes Profil der reduzierten Hallstätter Zone westlich P. 1105. (Ergänzt die Profiltafel 5 zwischen Profil 4 und 5.) Maßstab ca. 1:3500.

Sehr schön war der Rand der Müllnerhornmasse gelegentlich der Anlage des Kraftwerkes Kirchberg aufgeschlossen (s. Fig. 9).

Der Ramsadolomit bildete eine ziemlich senkrechte Wand, die vollständig bedeckt war mit mehr oder weniger horizontalen Schrammen (Textbeilage zu S. 148); die Harnischflächen waren entsprechend der Mehrheit der im Stollen angeschnittenen Verschiebungsflächen (vgl. Stollenprofil S. 139) um die N. 70 W.-Richtung gruppiert, wobei es auffiel, daß die geschrammten Flächen allmählich in die Richtung der Ost-West gerichteten Wandflucht umlenkten.

Vor dem so von Klufflächen durchsetzten Dolomit wurde unter dem Schutt Haselgebirg in Gestalt von blaugrünen Tonen mit Gips freigelegt (y), das von unten hochgequetscht und in die Klüfte eingepreßt war.

Bei dem steten Wechsel, dem das Bild des Aufschlusses während der Arbeiten unterworfen war, und andererseits bei der Wichtigkeit des Aufschlusses war es mir angenehm, daß Herr Landesgeologe Dr. Reis seine zu einer späteren Zeit gemachten

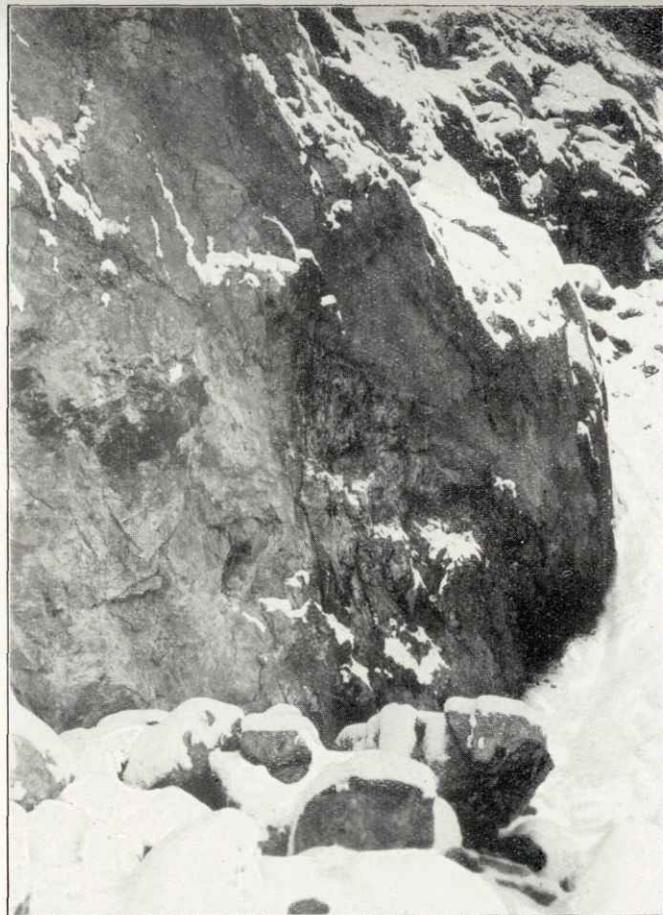
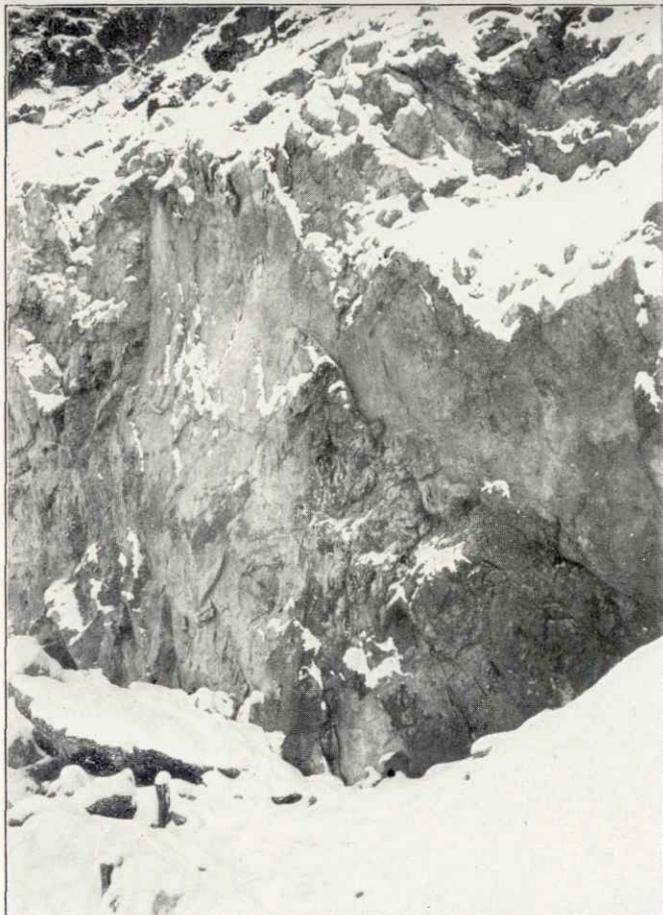


Bild einer Stelle der Ramsaudolomitwand beim Stollenmundloch Kirchberg, wie sie während des Baues des Saalackkraftwerkes im Jahre 1911 aufgeschlossen war. Ansicht einer diagonal ausstreichenden Kluftfläche, welche an der O.—W. streichenden Hauptfläche der Wand ausläuft und in sie übergeht: sie ist von verschiedenen Seiten aus aufgenommen (vgl. das darunter gezeichnete Diagramm). Die Rutschstreifen gehen kontinuierlich von den SO.—NW. streichenden Flächen in die O.—W. streichende Hauptfläche der Wand über.

Beobachtungen zur Ergänzung des oben gezeichneten Bildes in entgegenkommendster Weise zur Verfügung stellte. Es mögen seine eigenen Worte folgen:

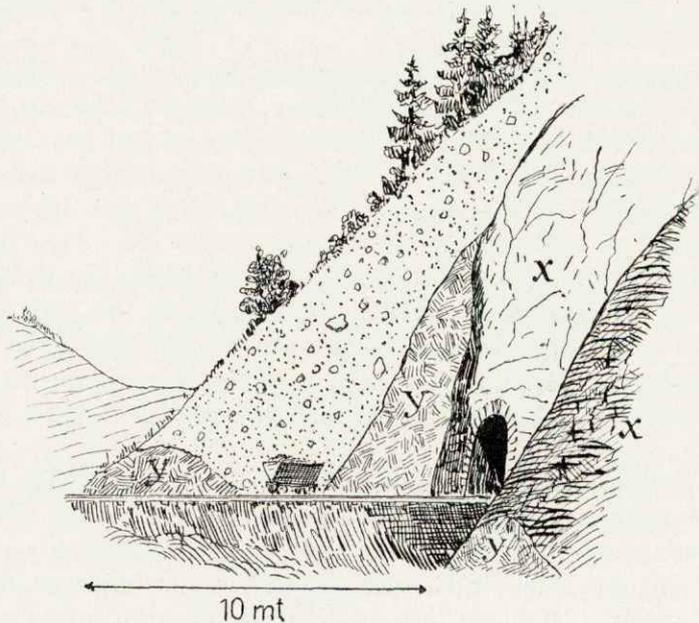


Fig. 9.

Stollenmundloch bei Kirchberg während der Arbeit im Sommer 1911. Zeigt die Anlagerung des Haselgebirges (y) an Ramsaudolomit (x).

„Die oben gegebene Schilderung des Verhaltens der Kontaktfläche zwischen Haselgebirge und Ramsaudolomit kann durch Beobachtungen an einer im Januar 1912 vom Bauschutt abgeräumten Fläche der Wand in der Umgebung des nördlichen Stollenmundlochs nach einem dienstlichen Besuch ergänzt werden. Besonders an einer Stelle, welche nach einer photographischen Aufnahme von Dr. M. SCHUSTER bei leider noch vorhandener Schneedecke in Beilage zu S. 148 dargestellt ist, war sehr klar folgendes aufgeschlossen: An einer der vielen aus der Wand austretenden und durch Seitendruck und chemische Wirkung stellenweise wieder fest verschweißten Kluffflächen, an der die Schrammen sehr deutlich sind, zeigten diese an der Stelle der Ausmündung auf der Außenfläche der Wand selbst eine Verstärkung, wobei zugleich eine sehr erhebliche Abrundung der Außenkante und ein völliger Übergang der schwach nach außen geneigten Schrammen in die ganz geglättete und dabei aber etwas weniger geschrammte ostwestliche Außenfläche auffällig ist. Man geht nicht fehl, aus der Verstärkung der Schrammen an der Umbiegungsstelle eine starke frische Zertrümmerung der äußeren Dolomitpartien während des Vorgangs der Abrundung und eine Fortbewegung des frisch abgebröckelten Materials an der sich dabei rundenden Fläche zu folgern; andererseits wird die außerordentliche schrammenärmere Glättung der Außenfläche selbst auf eine Bewegung des Haselgebirges zurückzuführen sein, welche durch ihr Zerreibsel die Wirkung der Dolomitreibmasse milderte. In der Tat finden sich in der Nachbarschaft der Wand und parallel mit dieser in das großbrekziöse Haselgebirge eingeschlossen langgestreckte und dünn gewalzte Platten eines festen Gesteins, welches sich als eine zum Teil kalkig, zum Teil limonitisch gebundene Dolomitbrekzie (Ramsaudolomit)

erkennen läßt; es ist kalkig gebunden, wie das bei vielen dynamisch und chemisch umgewandelten Dolomitgesteinen erkennbar ist; es sind auch diesen Platten parallel laufende, gangartige Züge eines dichten gebänderten¹⁾ Kalkes hier zu beobachten, wie solche als Tutenmergel-artige Lösungsausscheidungen in lagenartig struierten tonigen Gesteinen bekannt sind.

Was wir daraus folgern müssen, das ist die Tatsache, daß auch in dem Haselgebirge erhebliche Bewegungen stattgefunden haben, welche die vorstehenden Ecken der Ramsaudolomitschollen abgerissen, fortbewegt und in das Haselgebirge brekziös zertrümmert eingeschlossen haben. Die Abrundung der Ecken und die kontinuierliche Umbiegung der Schubstreifen auf der westlich der Klüfte gelegenen Fläche der Außenwand beweist eine dynamisch starke Ostwestbewegung im Haselgebirge, dessen Stirnmasse durch die (vgl. oben) etwas ältere Bewegungskluft von SW. nach NO. gestaut und abgelenkt wurde. Zugleich ist hiedurch auch erklärt, warum den nach den Schrammen und den Schiefereneinschlüssen in den Klüften starken Bewegungen im Stollen, wie dies H. KRAUSS hervorhebt, an der Nordwand selbst keine homologen Vorrückungen entsprechen.“

Der Aufschluß entspricht im wesentlichen dem Gipsbruch am Nordrand des Lattengebirges, den LEBLING beschrieben hat. Der erste Eindruck ist der, daß die normale Unterlage des Ramsaudolomites hochgepreßt ist. Dem stehen jedoch wichtige Gründe entgegen, die für eine Zuweisung des Haselgebirges zur Hallstätter Entwicklung sprechen. Mit dem Zurückweichen der Grenzlinie der Berchtesgadener Masse aus der Nordost- in die reine Ostrichtung entwickelt sich vor ihr immer breiter die Hallstätter Sedimentreihe; typische Hallstätter Gesteine lassen sich bis zur Saalach verfolgen, auf deren Ostufer ist plötzlich jede Spur verschwunden; an ihre Stelle treten Reichenhaller Kalke und Haselgebirg, dazu Gosau-Nierentaler-Schichten und Tertiär; das hier auftretende Haselgebirg ist das gleiche, wie bei Kirchberg und vor dem Lattengebirg; daß es nicht der Berchtesgadener Trias angehören kann, geht aus der stratigraphischen Entwicklung wie tektonischen Stellung hervor. Es handelt sich nur noch darum, sichere Anhaltspunkte dafür zu gewinnen, daß das Haselgebirg nicht in die Bayerische Trias gehört. Das läßt sich dadurch unwahrscheinlich machen, daß die Spuren von Salz sich am Rand der Berchtesgadener Schubmasse bis über Unken verfolgen lassen, wo Salzquellen aus Haselgebirg austreten, das auf bayerischem Neocom liegt.

Wir kommen zu dem Schluß, daß das Haselgebirg ebenso wie die Reichenhaller Kalke und die Gosau-Nierentaler-Schichten und Tertiär-Reste im Kirchholz der Hallstätter Zone angehören und daß deshalb der beschriebene Aufschluß einen senkrechten Kontakt zwischen Berchtesgadener und Hallstätter Zone darstellt.

Beim Verfolg der Grenzen der Berchtesgadener wie Hallstätter Entwicklung konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß es sich um den Ausstrich von Überschiebungsflächen handelt; in beiden Fällen ist es aber auffallend, daß dort, wo die Aufschlüsse genauere Beobachtung gestatten, der Kontakt sich meist als steil bis senkrecht erweist; was HAHN und GILLTZER für das Unkenener Gebiet und das der Reiteralm als Gesetz erkannten, gilt auch hier: die übergeschobenen

¹⁾ Die dunkleren Bänder enthalten reichlich Schwefelkies; auch die Kontaktfläche ist an vielen Stellen mit einer Erzkruste versehen; es zeigt dies wohl auf Lösungsauflockerungen im Haselgebirge.

Massen sind in ihre Unterlage eingesunken und zeigen selten mehr den primären Basalkontakt.

Ob die Hallstätter Zone eine eigene „Decke“ bildet oder als Größe zweiter Ordnung der Berchtesgadener Entwicklung tektonisch anzugliedern ist, läßt sich nicht entscheiden; in unserem engeren Gebiet stehen sich beide tektonisch einander selbständig gegenüber.

Die Basis der überschobenen Hallstätter Trias bildet in unserem, wie im Unkener Gebiet stets das Neocom; die Berchtesgadener Schubmasse dagegen ruht auf wechselnden Gliedern der Hallstätter Serie auf; teils auf Haselgebirg, teils auf mittlerer — oberer Trias, teils wahrscheinlich auf Tertiär; im REIS'schen¹⁾ Sinne liegt im letzteren Falle wechselnd miokline und pliokline, im ersteren nur pliokline Überschiebung vor.

Für die Berchtesgadener Schubmasse ist dieser Wechsel wohl verständlich durch die abschürfende Wirkung der Schubmasse, abgesehen von der vor der Bewegung tätigen Erosion. Dagegen ist schwer eine Erklärung dafür zu finden, daß die Hallstätter Serie stets auf Neocom liegt. Man muß annehmen, daß das ganze Gebiet des Auflagerns von Hallstätter Gesteinen auf Neocom bis zum Beginn des Deckenschubes im Tertiär von der Erosion kaum angegriffen wurde, daß also weder die Sedimentation noch die — bereits zur Gosauzeit sehr kräftige — Erosion in diesen Gebieten nennenswerte Spuren hinterlassen hat. Auf anderen Wegen sind LEBLING²⁾ und SPENGLER³⁾ — abgesehen von anderen entfernten Gebieten — im Salzkammergut zur Annahme praegosauischer Überschiebungen geführt worden. Auch für unser Gebiet würde durch diese Annahme manche Schwierigkeit sich beheben, doch wäre es wohl verfrüht, auf Grund der wenigen positiven Tatsachen bereits endgültige Schlüsse zu ziehen.⁴⁾

Zusammenfassung.

Versuchen wir, die Geschichte des Gebietes in ihrer zeitlichen Folge darzustellen und dann zu sehen, wie das gewonnene Bild sich zu den Ergebnissen anderer hieher bezüglicher Arbeiten verhält.

Von der tiefsten Trias bis ins Neocom herrscht im Bayerischen Gebiet eine kontinuierliche Sedimentfolge, die zeigt, daß innerhalb dieser Zeit Bewegungen nur in Form von Hebungen und Senkungen stattgefunden haben.

In der Berchtesgadener Trias zeigten sich diese Schwankungen ebenfalls; in der mittleren Trias durch Einlagerung der Cardita-Schichten, in der oberen durch das Auftreten tonreicherer Ablagerungen im oberen Dachsteinkalk; ob in seinen hangendsten Teilen auch Lias vertreten, ließ sich nicht nachweisen, dagegen weisen Spuren von Nerineen auf eine Vertretung des oberen Jura.

Während sich im Bayerischen Faziesbereich in posttriasischer Zeit wieder eine Vertiefung des Meeres geltend macht — mit Radiolarit, Aptychenschichten —,

¹⁾ O. M. REIS, Erl. z. geol. Karte des Wettersteingebirges I. Geogn. Jahresh. XXIII. Jahrg. 1911.

²⁾ CL. LEBLING, Geol. Beschreibung d. Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jahresh. XXIV. Jahrg. 1911. — Beob. an d. Querstörung „Strobl-Abtenau“ im Salzkammergut. N. J. f. M. 1911. Auf die auffallende Ähnlichkeit, die diese Störung mit der Begrenzung der Berchtesgadener Schubmasse zwischen Schneitzleit und Karlstein hat, soll nur kurz hingewiesen werden.

³⁾ E. SPENGLER, Zur Tekt. v. Sparberhorn und Katergebirg im Salzkammergut. C. f. M. 1911.

⁴⁾ Mehrere in dieser Hinsicht wichtige Arbeiten sind erst nach Abschluß dieser Arbeit eingelaufen. Siehe Literaturanhang.

ist im Berchtesgadener Bereich die Tendenz gerade umgekehrt, wie sich zwar nicht gerade im aufgenommenen Gebiet nachweisen läßt, aber für die faziell entsprechenden Anschlußgebiete als bewiesen gelten kann. Die Lagerungsverhältnisse des Lias-Hierlatz auf den Dachsteinkalkplateaus zeigen ein Empортаuchen dieser Gebiete an der Wende von Trias und Lias an; eine bekannte Tatsache, für die kaum noch Belege notwendig sind.

Die Sedimentreihe der Hallstätter Zone ist noch ziemlich ungeklärt; eine detaillierte Darstellung der einzelnen Phasen zu geben, wurde noch kaum versucht. Nur darauf muß hingewiesen werden, daß die enge Verbindung ihrer Absätze in der mittleren — oberen Trias mit solchen, die auf große Landnähe hinweisen, den Gedanken an Tiefseesedimente unmöglich macht. Allerdings fehlen unserer Hallstätter Entwicklung auch die Cephalopoden vollständig, aber deren beweisende Kraft für die Tiefseeeatur derartiger Sedimente begegnet manchem Zweifel, dem erst neuerdings DEECKE¹⁾ Ausdruck gegeben hat; es wäre ja denkbar, daß eine Sedimentationsreihe in stets gleicher tektonischer Stellung — die „Hallstätter Decke“ — bald mit Tiefsee- bald mit Flachseecharakteren auftritt, daß also durch die Funde im Saalachgebiet die Tiefseeeatur der übrigen Hallstätter Absätze nicht berührt wird; aber daß [KOBBER²⁾] „das Hallstätter Meer die eigentliche Hochsee des nordalpinen Triasmeeres“ war, scheint nach den berichteten Funden ausgeschlossen, wie es auch schwer in Einklang zu bringen ist mit dem Sedimentwechsel im Salzkammergut selbst.

Im Bayerischen Anteil hatten wir die Sedimentation bis ins Neocom verfolgt, im Berchtesgadener Gebiet läßt sie sich nur bis in den oberen Jura verfolgen und das nur mit Unterbrechungen, im Hallstätter gar nur bis in die obere Trias.

Diese Divergenz der Entwicklung findet einen Abschluß mit dem Absatz der Gosaukreide. Zwar sind die Gegensätze nicht vollständig ausgeglichen, aber die Grundkonglomerate auf dem Stauffen wie auf dem Müllnerhorn zeigen doch, daß die Tiefenverhältnisse in beiden Faziesbezirken ungefähr die gleichen gewesen sein müssen; wenn auch die Materialführung eine Abhängigkeit vom faziell verschiedenen Untergrund erkennen läßt, das Bildungsprinzip war in beiden Bereichen das gleiche. Die Gosau der Hallstätter Zone ist charakterisiert durch das starke Zurücktreten der Konglomerate und der roten Farbe. Daß sie außerdem innerhalb des kartierten Gebietes durch Überlagerung von Nierentaler Schichten und Alttertiär gegenüber den beiden anderen Bezirken ausgezeichnet ist, ist wohl nur ein zufälliges Ergebnis mehr oder minder weit fortgeschrittener Erosion. Denn im Lattengebirg liegen Nierentaler und vielleicht sogar noch Tertiär auf der mächtig entwickelten Gosau. Ob die Bayerische Serie ehemals ebenfalls noch jüngere Glieder als das Gosaukonglomerat getragen hat, läßt sich nicht mehr entscheiden.

Daß die Hallstätter Zone gegen die Berchtesgadener Masse mit geringen Tertiärspuren abschließt, beweist, daß diese tektonische Grenze, wie sie heute vorliegt, nicht älter als Tertiär sein kann; wobei allerdings unberücksichtigt bleiben muß, ob nicht eine nur im Tertiär neu aufgelebte ältere Strukturlinie vorliegt. Das Vorrücken der Berchtesgadener Schubmasse auf diese mit Tertiär abschließende Hallstätter Zone ist aber wohl als nahezu gleichzeitig mit dem Einbruch der

¹⁾ W. DEECKE, Die alpine Geosynclinal. N. J. f. M. 1913. B. B. XXXIII.

²⁾ L. KOBER, Unters. über den Aufbau der Voralpen am Rand des Wiener Beckens. Wiener Geol. Ges. 1911.

Schubmasse in die Bayerische Unterlage anzusehen; bereits HAHN hat für seinen „Saalachwestbruch“ angenommen, daß er im unmittelbaren Gefolge der Schubbewegung anzusetzen ist und das gleiche gilt für dessen nördliche Fortsetzung, die sich als Umrandung des Hauptdolomitgebietes bis ins Karlsteiner Gebiet verfolgen läßt; auszunehmen ist davon die Strecke zwischen Gebersberg und Müllnerhorn, vielleicht auch in südlicher Fortsetzung die zwischen Ristfenchthorn und Kienberg; daß auch hier primär ein Einbruch der überlastenden Berchtesgadener Masse vorliegt, beweisen die Fetzen von Jura und Neocom in der Tiefe zwischen Hauptdolomit und Müllnerhorn; aber andererseits lassen die Aufschlüsse im Kugelbach mit ihren riesigen, nahezu horizontal geschrammten Harnischen keinen Zweifel daran aufkommen, daß die auffallend gerade Grenze eine Blattverschiebung ist. Man kann sich wohl vorstellen, daß die Einbrüche der anrückenden Schubmasse bedeutend genug waren, um eine ungehinderte Vorwärtsbewegung zu vereiteln. Die Masse wurde aus ihrer Richtung abgelenkt und glitt an den selbst erzeugten Bruchrändern entlang. Dieses Anstauen verursachte auch die Verschiebungen, die mit nach Osten ansteigender Staffelung Kienberg und Müllnerhorn (im Süden auch die Senke zwischen Achberg und Persilkopf) durchsetzen; es sind dies Bewegungsflächen innerhalb der Schubmasse, die wohl gleichzeitig mit der Schubbewegung entstanden sind. Die letzten Schlußfolgerungen setzen voraus, daß die Schubkraft, wenn auch nicht von Süden gewirkt, so doch eine starke südliche Komponente gehabt haben muß.

Die aus Südost bis Ostsüdost wirkenden Schubkräfte sind, wie die Stollenaufschlüsse zeigen, wahrscheinlich jünger; doch scheint es fraglich, ob auf solche nur an Rutschflächen konstatierten Detailbeobachtungen weitgehende Schlüsse bezüglich des Alters basiert werden dürfen.

Anhang:

Nach Abschluß der Arbeit sind erschienen:

- E. HAUG: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3. partie. Le Salzkammergut. (Bull. d. l. soc. géol. d. France. 1912.)
- FR. HERITSCH: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. d. Wiss. Bd. CXXI. Abt. I.
- E. SPENGLER: Untersuch. über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil. Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. d. Wiss. 1912.
- LEOP. KOBER: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. der geol. Ges. in Wien. V. Bd. 1912. Heft 4.
- FR. MAYER: Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. Geogn. Jahresh. XXV. Bd. München 1912.

Bei Literaturnachweisen bezeichnet J. R. A. das Jahrbuch der K. K. Reichsanstalt in Wien, V. R. A. die Verhandlungen der K. K. Reichsanstalt.

Tafel-Erklärung.

Tafel III.

Fig. 1—9 (s. S. 122.) Unbestimmte Formen, wahrscheinlich karnischen Alters. Südfuß des Wendelbergs.

Tafel IV.

Fig. 1—4. Unbestimmt (vgl. Taf. III).

Fig. 5. cf. *Sirenites Theresiae* MOJS. Cardita-Schichten. Wasserstollen bei Kirchberg.

Fig. 6 u. 6a. *Carnites floridus* WULF. desgl.

Fig. 7, 8. *Myophoria costata* var. *subrotunda* BITT. N.

Fig. 9. *Myophoria costata* ZENK. Röt, Plaza b. Krakau.

Fig. 10. *Myophoria costata* ZENK. Myophorien-Schichten = Reichenhaller Kalk, Wilder Kaiser.

Fig. 11, 12. *Natica* (?) *Stanensis* PICHL. Reichenhaller Kalk, Reichenhall.

Fig. 13, 14. *Gervilleia modiola* FRECH, Stanser Joch.

Fig. 15, 16. *Waldheimia faucensis* ROTHPL. Grenze von Muschelkalk und Wettersteinkalk bei Karlstein.

Fig. 17, 17a. *Megalodon Stoppanii* HOERN. (= *M. columbella* GÜMB. non HOERN.). Oberer Ramsaudolomit, Müllnerhorn.

Fig. 18, 18a. *Megalodon* sp. desgl.

Fig. 19. *Katosira* (?) sp. Oberer Ramsaudolomit, Müllnerhorn.

Bemerkungen zur Karte.

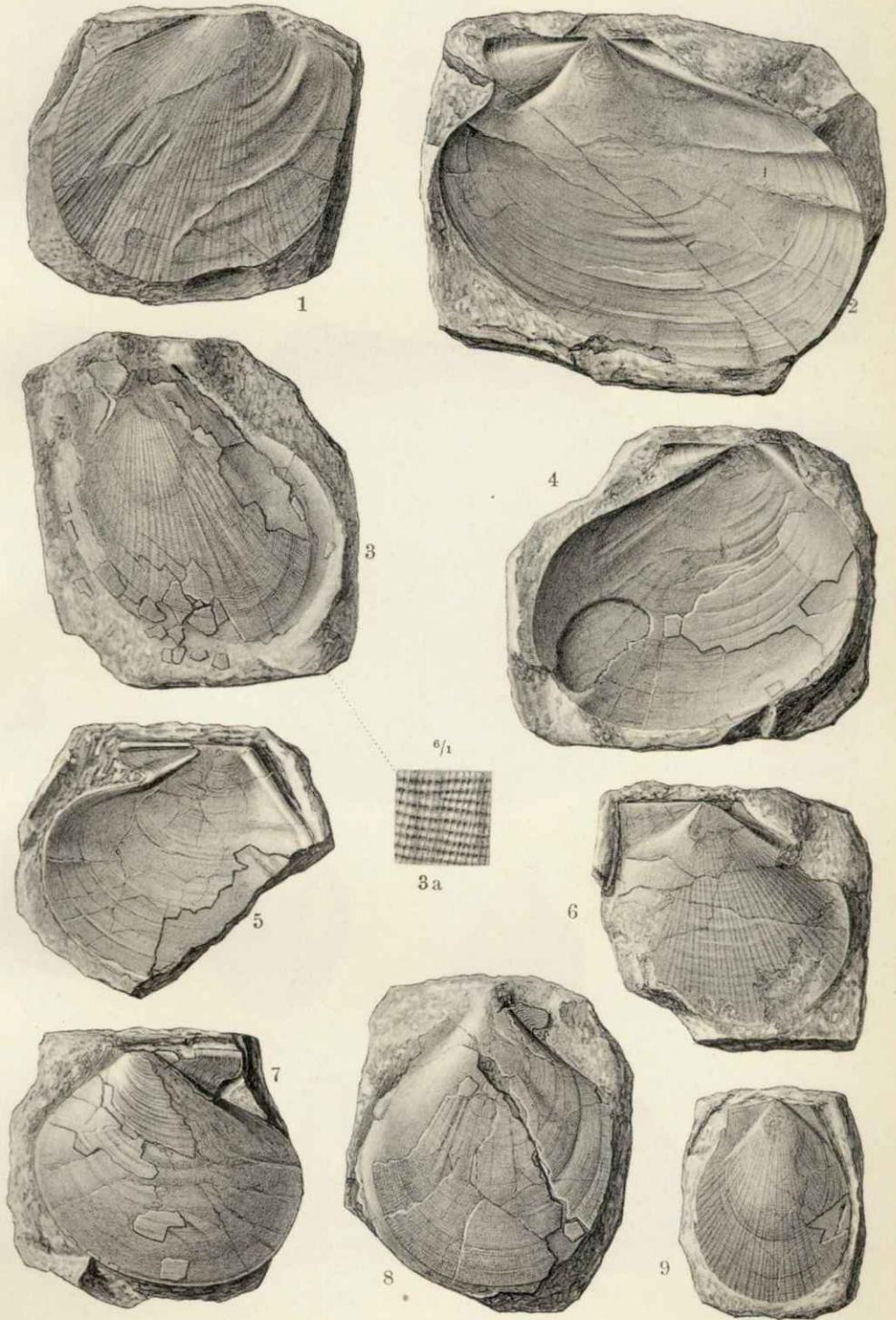
1. Die kleinen Werfener Aufschlüsse sind durchwegs zu groß eingetragen.
 2. Die Grenzen von OR₁, OR₂, DD, DK sind durchwegs nur lokal genauer fixierbar.
 3. Knapp nördlich von Kibling liegt ein altalluvialer (?) Sturzbachkegel, der in einem Schotterbruch aufgeschlossen ist. Er entspricht dem Altalluvium auf der LEBLING'schen Karte des Lattengebirges auf der gegenüberliegenden Talseite. Wegen der Kleinheit des vereinzelt Vorkommens wurde es nicht eigens ausgeschieden, sondern in die jüngeren Terrassen einbezogen.
-

Inhalts-Übersicht.

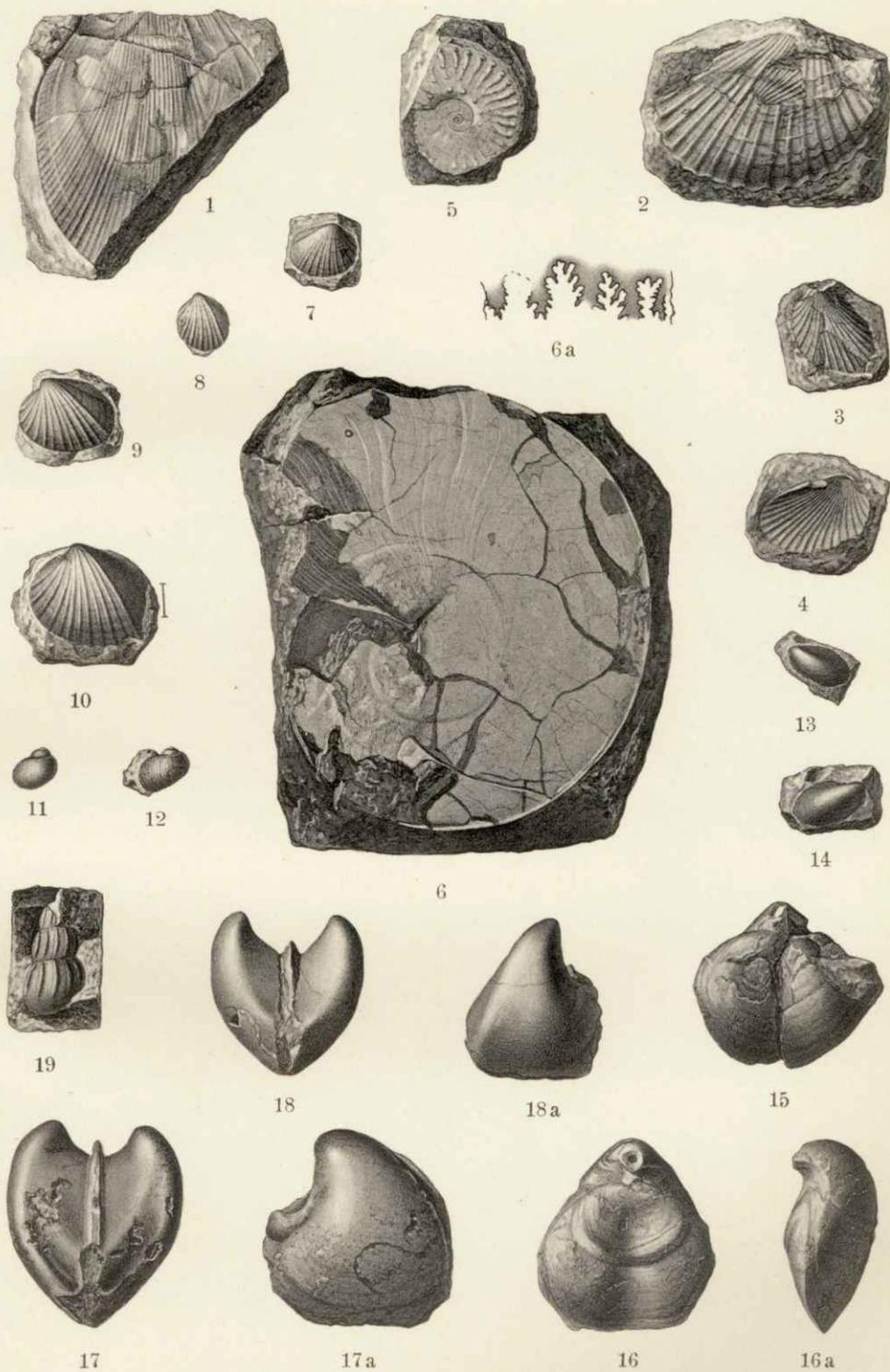
	Seite
I. Einleitung	105
Topographie	106
II. Geschichtlicher Überblick	106
III. Stratigraphischer Teil	108
A. Berchtesgadener Fazies	109
I. Trias	109
1. Unterer Ramsaudolomit	109
2. Cardita-Schichten und oberer Ramsaudolomit	110
a) Cardita-Schichten	110
b) Oberer Ramsaudolomit	112
3. Dachsteinkalk und -dolomit	114
II. Oberer Jura	115
Nerineenkalk	115
III. Obere Kreide	115
Gosaukreide	115
B. Hallstätter Fazies	116
I. Trias	116
1. Werfener Schichten	116
2. Haselgebirg und Reichenhaller Kalk	117
a) Haselgebirg	117
b) Reichenhaller Kalk	118
3. Hallstätter Dolomite	120
4. Karnische Hallstätter Kalke	121
5. Cidariskalk	122
6. Norische Hallstätter Kalke	123
a) Rote tonige Kalke	123
b) Kieselbänderkalke	123
c) Pedatakalke	125
II. Obere Kreide	125
1. Gosaukreide	125
2. Nierentaler Schichten	126
III. Tertiär	126
Unter-Oligocän (?)	126
C. Bayerische Fazies	127
I. Trias	128
1. Muschelkalk	128
2. Partnachsichten	128
3. Wettersteinkalk	128
4. Raibler Schichten	128
5. Hauptdolomit	129
6. Plattendolomit	129
7. Rhät	129
II. Jura	129
1. Lias	129
2. Radiolarit	130
3. Aptychenkalke	130

	Seite
III. Kreide	130
1. Neocom	130
2. Gosau	130
D. Faziesverhältnisse	131
E. Diluvium und Alluvium	134
IV. Tektonischer Teil	135
A. Bayerisches Hauptdolomit-Gebiet	136
B. Berchtesgadener Gebirg	137
I. „Gewölbebau“ des Müllnerberges	137
II. Querverschiebungen	138
C. Hallstätter Zone und tiefliegende Glieder der bayerischen Serie	140
Zusammenfassung	149
Tafel-Erklärung	152

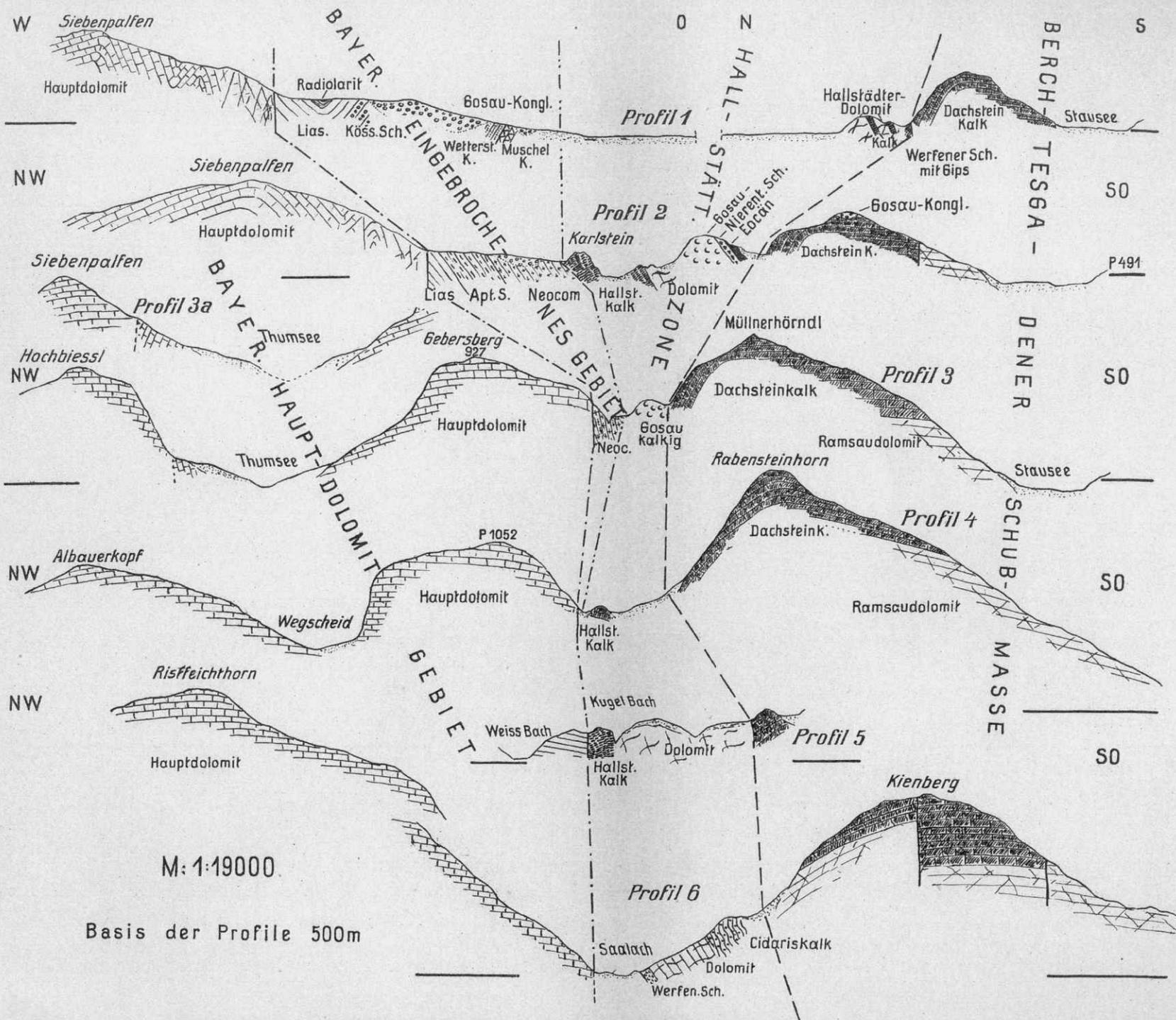




A. Birkmaier gez.



A. Birkmaier gez.



Facies:	Bayrische	Hallstätter bez. Uebergang	Berchtesgadener.
Kreide	ne Neocom. Aprsch. Sch. Kriadolom. Lias.	ec Eocän. Nierentaler Sch. Gosau.	Gosau (kongl.)
Jura	Rhät.		
Rhät.	pd Platten- dolomit bez. Kalk.		
Nor.	hd Haupt- dolomit.		
Karn.	rd dolomitisch Kalk u. Rauhwacke.	HA Hallst.-Kalk. HD Hallst.-Dol.	DK Dachsteinkalk. dolomitisch. Räbler Dolomit. Cardita-Sch.
Lad.	wk Wetterstein- Kalk.		Do Dolomit. UR Unt. Ransau- Dolomit.
Anis.	mk Muschelkalk.	Reichenh. K. Haseelgebirg.	Worfen Sch.
Skyth.	Reichenhaller-K. Worfen Sch.		

- D Diluvium.
- alte verfestigte Schotter.
- Jüngere Terrassen: 1 vorverfestigt, 2 verfestigt.
- Alluvium.
- Gehängeschutt.
- Bergsturz: 1 Dachsteinkalk, 2 Gosau (Halde), 3 Gemischtes Material.
- Zentralalp. Gesch.
- Fossilfundplatz.
- Schichten fraglicher Stellung.



Geologische Karte
 des Gebietes
 zwischen **REICHENHALL** und **MELLECK**
 von **Hans Krauß**.
 veröffentlicht von der Geognost. Abteilung des k. b. Oberbergamtes
1913.
 Maßstab 1:25000.
 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 m

Topographische Unterlage hergestellt vom K. bayr. Topogr. Bureau.

Lith. u. Druck v. Piloty u. Loehle, München.

Über permische Pleuracanthidenreste.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit Tafel VI.)

I. Fund im Jakobsweiler Kalk bei Katzweiler (Rheinpfalz).

Pleuracanthus sessilis JORDAN.

(Vgl. Geogn. Jahresh. 1912, XXV. Bd., S. 247—248.)

Tafel VI, Fig. 1—2 und Textfigur S. 156.

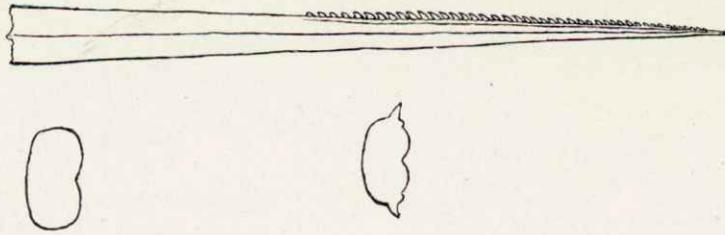
In meinen Ausführungen über die im Rotliegenden des Pfälzer Sattels gefundenen Tierreste wurden auch Cranial- und Schultergürtelreste beschrieben, welche auf einen Pleuracanthiden bezogen werden durften. Das Schädeldach ließ auch, entgegengesetzt einer früheren eigenen Vermutung, auf den Besitz eines cranialen Stachels schließen, trotzdem diese charakteristische Wehr nach vielfach wiederholten Aufsammlungen an den verschiedenen Fundorten bei anderen neuen Funden noch nicht nachgewiesen werden konnte.¹⁾

Bei einer im Frühjahr 1913 mit Dr. H. KRAUSS ins Oberrotliegende der Rheinpfalz gemachten Reise besuchte ich auch den seinerzeit von mir festgestellten Fundort von *Acanthodes gracilis* in dem Kalkbänkchen neben der Schafmühle bei Katzweiler im Lautertal. Bei dieser Gelegenheit klopfte Dr. KRAUSS einen Knochenrest heraus, der sich mir auch ohne vorherige Präparation sofort als der langgesuchte Pleuracanthidenstachel erwies.

Der Stachel ist fast 50 mm lang, am Unterrande 4,5 mm breit; er ist stark „dorsoventral“ zusammengedrückt; die eine Hauptfläche, welche man als die Oberseite ansehen darf, ist gleichmäßig flach gerundet; auf der „Unterseite“ zeigt sich nur zunächst der Spitze eine deutliche Rundung; 11 mm davon entfernt tritt eine mittlere schmale Rinne auf, welche sich nach dem Unterende des Stachels etwas verbreitet; es entsteht hier dadurch eine deutliche Doppelwölbung (vgl. Figur S. 156).

Der Besatz mit an den schmalen Seitenwänden des Stachels stehenden, kurzen, sägezahnartigen, nach dem Unterende schwach gekrümmten Häkchen bzw. Dornen (0,5 mm lang auf 2 mm Stachelbreite) geht deutlich nur bis zu 25 mm von der Spitze herab; es sind ungefähr 45 Dornen.

¹⁾ Es wurde irrtümlich angegeben, daß auch bei dem *Didymodus* aus dem Perm von Texas kein cranialer Stachel gefunden worden sei; dies ist dahin zu berichtigen, daß nach ZITTEL, Handbuch I. 3. S. 90 COPE solche erwähnt.



Pleuracanthus sessilis JORDAN von der Unterseite mit der Stachelanordnung und zwei Querschnitten, in welchen die Unterseite nach rechts liegt.

Der Stachel hat die Hauptmerkmale der *Pleuracanthus sessilis* JORDAN typisch zuzusprechenden Stacheln, nachdem A. FRITSCH dargestellt hat, daß der *Pleuracanthus Decheni* GOLDF. hiervon verschieden ist; es wird angezweifelt, ob die Aufstellung der Gattung *Xenacanthus* für diese Art berechtigt ist. Wir hätten somit im unteren Oberrotliegenden dieselbe Art wie in den Lebacher Schichten zu verzeichnen; wahrscheinlich gehören auch die von mir in den unteren Ober-Kuseler Schichten gefundenen und beschriebenen Pleuracanthidenreste zu dieser Art. Nahe steht der *Pleuracanthus ovalis* A. FRITSCH von Kounová. Die Dornen sind hier (vgl. l. c. III S. 13) in einer von zwei vorspringenden Leisten gebildeten Rinne mit der Basis eingesenkt. Unser Stachel zeigt, daß die Dornen von einer nicht sehr scharf ausgeprägten Längsleiste derart begleitet sind, daß sie mit den Wurzeln auf ihr aufzusitzen scheinen; eine Rinne fehlt jedenfalls. Leider steht mir in München kein Vergleichsstück von *Pleuracanthus sessilis* zur Verfügung. Es scheint das kein konstantes Merkmal zu sein; das Resultat weiterer Prüfung kann vielleicht in den Erläuterungen zum Blatt Donnersberg nachgeholt werden.

Biologischer Beitrag.

An allen Fundorten der Acanthodesstacheln und Pleuracanthidenreste im Oberrotliegenden fanden sich bis jetzt auch die mehrfach erwähnten Durchbohrungen der Schicht mit wurmröhren-artigen Bildungen; an dem oben erwähnten Fundort zeigt sich noch ein kleines Kaliber von Röhren, deren Füllungen aus weißlicher Kalkmasse bestehen, welche sich hier auch auf die Schichtflächen mit deutlichen Gabelungen ausbreiten; daneben fanden sich auch größere *Spongiomorpha*-artige Körper, wie ich solche im Oberrotliegenden der Rheinpfalz in einem vergleichbaren Horizont des Nordflügels des Sattels bei Altenbamberg und dann ganz hoch in kalkig-kieseligen Bänken der Rötelschiefer (Standenbühler-Schichten) bei Neuhemsbach im Südflügel antraf. Pflanzliche Einschwemmungen ließen sich in allen diesen Horizonten deutlich in sehr kleinem Häcksel bzw. einzelnen Blattresten nachweisen. Wir hätten also darnach von pflanzlichen Faulresten lebende Würmer und Ostrakoden; besonders konstant sind die Hinweise auf erstere im Schlamm lebende „Tubikolen“.

Pleuracanthus nährte sich nun, nach den größeren Koprolithen zu schließen, von kleinen Acanthoden; die letzteren zahnlosen, welche aber ein reich gegliedertes umfangreiches Schluckkiefengerüst und im räumlich ausgedehnten Kiemenraum eine starke „Reuße“ sowohl zur Siebung massenhaft geschluckter Flüssigkeit, als auch, wie in vielen solchen Fällen zur Festhaltung des Geschluckten besaßen, konnten sich von den kleinen Krebsen und besonders von Würmern nähren.

Noch ohne die tatsächlichen biologischen Nachweise dafür zu haben, deutete ich die von anderen Autoren irrtümlich für Spleniale bzw. Angulare gehaltenen

extramandibularen Stachelgebilde des *Acanthodes*, deren offenbar frei vorzurichtendes Vorderende als Werkzeug gebraucht werden konnte, als Mittel, den Schlamm aufzuwühlen; diese Auffassung, deren osteologische Grundlage bis jetzt durch exakte Darlegungen nicht widerlegt werden konnte, erhält durch diese Nachweise eine gewisse Bestätigung. Die anderen Acanthodier nach den jetzt vorliegenden Kenntnissen nicht zukommenden Eigenheiten der Gattung *Acanthodes* deutete ich als Folge der Degeneration des gesamten plakoiden Hautskeletts, die zu örtlichen Verlusten und bei Eintritt regenerativer Schwankung zu örtlich exzessiven Plakoidbildungen in der Körperoberfläche Anlaß gab; es zog dies mit Änderungen der Lebensweise innere Umwandlungen im Kieferskelett nach sich, welche bei diesem ganz späten Ausläufer der Familie von anderen Autoren mehr gezwungenermaßen¹⁾ als verständlich für primitive Eigenschaften angesehen werden. Die Stellung der Acanthodier unter den Plakoidfischen ist jener der Chondrostier unter den Ganoiden nicht unähnlich, welche neuerdings von O. JAEKEL eine systematische Einordnung erfahren haben, die eine durch TRAQUAIR wohl erworbene Erkenntnis leider wieder aufgibt.

Auch die Pleuracanthiden haben ähnliche Degenerationen im Plakoidskelett erlitten; jedoch hat sich dies weniger auf das Gebiß erstreckt, als auf das Hautskelett des Körpers und der Flossen. Jedenfalls waren auch sie Bewohner stiller Gewässer mit schlammigem Untergrund, wenn sie auch nicht an der Bodenfläche lebten und dadurch morphologisch spezialisiert wurden (vgl. Abhandlungen der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft, Bd. XX 1897, S. 133).

2. Vorkommen von Pleuracanthiden im Kupferschiefer.

Das in Taf. VI Fig. 3 abgebildete Fossil der K. Bayr. Staatssammlung, das mir seinerzeit schon Geheimrat Prof. Dr. v. ZITTEL zur Bearbeitung übergeben hat, stammt von keinem bayerischen Fundort. Der Kupferschiefer ist außer am Rande des Frankenwalds bei Burggrub in Bayern nur bei Tiefbohrungen in der Rhön bekannt geworden. Die Mellrichstadter Bohrung hat gerade einen Leib von *Palaeoniscus magnus* AG. durchstoßen (vgl. L. v. AMMON in Geogn. Jahresh. XIII. 1900, S. 177). Die Kissinger Bohrung brachte im Kupferschiefer einige undeutliche Pflanzenabdrücke und einzelne kleine Knochenreste; eine Bohrung bei Zeitlofs im Sinntal zeigte keine Fossilien; bei Kissingen fand sich an der Grenze gegen das Weißliegende und in diesen selbst Kupferkies und Eisenglanz, bei Zeitlofs im Kupferschiefer selbst reichlich Zinkblende und im Weißliegenden reichlich Eisenglanz.

Die unterirdische Fortsetzung des Kupferschiefers nach dem Norden Bayerns zeigt also mineralogisch und paläontologisch ziemlich gleichbleibende Verhältnisse.

Radamas macrocephalus MÜNSTER.

Tafel VI, Fig. 3.

(Vgl. MÜNSTER, Beiträge zur Petrefaktenkunde Deutschlands, Heft VI, S. 52, Taf. XIV Fig. 1;
v. ZITTEL, Handbuch der Paläontologie, Bd. III, S. 93).

In den Geogn. Jahresh. 1895 S. 2 und S. 30 habe ich schon kurz angeführt, daß diese Gattung, welche nur durch ein Exemplar aus dem Kupferschiefer von

¹⁾ So heißt es z. B. vom Claviculoid der Acanthodier, dessen plakoide Erhärtung zweifellos ist, in den Sitzungsberichten naturforschender Freunde zu Berlin 1896, S. 27, daß es ein Innenknochen sei und „aller Wahrscheinlichkeit nach die Skapula repräsentieren muß.“

Richelsdorf belegt werden kann, zu den Pleuracanthiden gehört. Es wäre das ein noch höheres Vorkommen von Pleuracanthiden als das erwähnte von Jakobsweiler. Die Erfahrungen, welche man an letzterem Fundort, in den Odenbacher und Lebacher Schichten mit der Auffindung von vereinzelt Pleuracanthidenstacheln gemacht hat, würden das Fehlen von solchen im Kupferschiefer nicht erstaunlich erscheinen lassen. Die Deutung des Fossils bietet, besonders hinsichtlich des Schädelrestes manche Schwierigkeiten; es liegen Teile des Schädels, des Schultergürtels mit Flosse, der Wirbelsäule und des Unterkiefers vor.

Um die wichtigsten Kennzeichen für Pleuracanthiden vorwegzunehmen, ist anzuführen: 1. Die nach dem Kopf zu gerichtete Umbiegung der Neurapophysenenden, welche ich auf die Ruhelage des Cranialstachels in einer Dorsalfalte und die Hebung des Stachels bezogen habe; 2. der Schultergürtel mit Brustflosse, welche letztere die Anzeichen eines Baus mit Stammachse erkennen läßt; 3. Reste des Unterkiefers mit Zähnen, welche letztere so dicht gedrängt sind, daß sie zwar die diplodonte Form nicht erkennen lassen können, jedoch in ihren Einzelspitzen auf den Zahntypus der Pleuracanthiden hinweisen; 4. ist das Fehlen einer Hautbedeckung hervorzuheben.

Die Erhaltung aller Skeletteile ist derart, daß eine reine Oberfläche nirgends vorliegt; die feinkörnige bis prismatisch-körnige, den Selachier kennzeichnende Verkalkungsmasse der Skeletteile selbst ist derart abgebröckelt und durch Präparation zum Teil noch soweit entfernt worden, daß man eher auf einen Abdruck als auf einen Skelettkörper sieht. Dies geht auch noch daraus hervor, daß beim Cranium von der Gesteinsseite her Ausfüllungen zweier Nerven- oder Gefäßkanäle und des Occipitallochs in die Masse hinein und hervorragen, so daß man nur von der Innenhöhlung des Kopfs her entweder auf den Abdruck des Schädeldachs oder der Schädelbasis sieht.¹⁾

Was die sonst naheliegende Deutung als Schädeldach beträfe, so ist weder nach den Darstellungen von BROILI, noch jenen über den Jakobsweiler Fund ein Merkmal hierfür zu entnehmen; da wo sonst die Orbitalauschnitte deutlich sind, da zeigt sich auch schon die Praefrontallücke; hier wäre aber das Schädeldach vollkommen geschlossen; auch eine deutliche Parietallücke zeigt sich nicht und ebenso wenig eine stärkere mediane Crista nach der Occipitalregion, welche einen etwaigen Stachel tragen konnte; auch die anderen, die seitlichen Bogengänge kennzeichnenden Cristen (vgl. Geogn. Jahresh. XXV. Fig. 5 Taf. III) sind nicht zu erkennen.

Da ist zuerst die Frage, ob hier nicht die Cranial-Decke, sondern vielleicht die Unterseite (Basis) des Schädels zu sehen ist, so daß die nicht vorhandene Gegenplatte das Schädeldach enthalten würde. Dann müßte man die Betrachtung so orientieren, als ob man auf den vorhandenen Abdruck mit erhaltenen Verkalkungsresten von der Schädelhöhle aus sehen würde; dabei ist zu bedenken, daß, obwohl der Abdruck ein Kontinuum darzustellen scheint, das auf der Schichtfläche ganz flach aufliegt, bei der Zusammenpressung auf diese Schichtfläche auch Seitenteile des Craniums bis zum Übergang nach dem Schädeldach noch auch zum Abdruck gekommen sein konnten; zahlreiche kleine Brüche in der spröden Verkalkung könnten diese Zu-

¹⁾ Die nach einer von Herrn Dr. SCHUSTER gemachten photographischen Aufnahme (bei von oben erfolgter, einseitig etwas stärkerer Belichtung) ausgeführte Zeichnung gibt in der Stellung: Kopf nach oben (Belichtung von der linken Tafelseite) das Positivbild des „Abdrucks“, also das Bild eines körperlichen Abgusses wieder, d. h. die Ansicht, welche man von der Gesteinsplatte aus haben würde, nach welcher der Abdruck erfolgte.

sammenpressung begleitet haben.¹⁾ Vorne ist beiderseits eine Ausbuchtung zu sehen, welche als zum Orbitalraum gehörig gedeutet werden kann. Die hinten liegende, seitlich vortretende eckige Partie dieser Bucht scheint in der Verkalkung verstärkt zu sein und zeigt eine nach außen gerichtete Reihung der Kalkprismen. Entsprechend diesem beiderseitigen Randteil zeigen sich innen zwei ganz scharfe eingeschnittene Furchen. Diese können sehr wohl als die Kanten betrachtet werden, an welchen eine etwas schmalere, kontinuierlich verkalkte Schädelbasis nach den orbitalen Seitenwänden umbiegt, welche letzte nun mit der Schädelbasis in eine Fläche gedrückt wären. Noch weiter nach hinten werden diese inneren Kantenzüge undeutlich und verlaufen. Dagegen zeigen sich noch mehr occipitalwärts als den vorderen, eckig vortretenden Seitenwandabschnitten hinten entsprechende Teile auf beiden Seiten randlich eigentümliche Formen mit einem scharfen seitlichen Außenrand und einer vorderen, im Abdruck kräftiger ausgeprägten Kante, welche etwa senkrecht nach innen geht und dort verläuft. Ganz nahe am vorderen Außenrand zeigt sich das Steinkernzäpfchen einer von der Gesteinsseite (unten und außen) her erfüllten kleinen Röhre wie die eines Nervendurchlasses. Eine breite, ebenso mit Gesteinsmasse erfüllte Unterbrechung der Verkalkung liegt etwas weiter nach innen und hinten. Der ersterwähnte Kanal könnte mit der Durchtrittsstelle des Nerv. trigeminus identifiziert werden; die andere Ausfüllung mußte nicht gerade in einem Loch des Craniums stattgefunden haben; sie könnte auch eine Stelle fehlender Prismen- oder Körnel-Verkalkung darstellen, etwa der Labyrinthregion (untere Bogengänge). Das würde mit der Annahme stimmen, daß hier schon die Seitenwand des Schädels begonnen hätte. Die vordere Verstärkung des Gebildes könnte dann mit den hie und da auch bei lebenden Elasmobranchiern, z. B. *Hexanchus*, beobachteten Cristen verglichen werden, welche vor und über den Nervenöffnungen des Trigeminus und Fazialis nach dem Postorbitalfortsatz sich emporstrecken (vgl. GEGENBAUR l. c. Taf. I, Fig. 2). Die vorhandenen seitlichen eckig vorstehenden Lappen wären dann nicht gerade die Postorbitalfortsätze selbst, sondern Teile der Schädelseitenwand, welche sich nach diesen Fortsätzen hin erstrecken würden und bei der Zusammendrückung des Schädels sich von dem hinteren Teil (entsprechend der hier gelegentlich spärlicher werdenden Verkalkung bei Selachiern) in einem keilförmigen Schlitz gelöst hätten.

Als eine Stütze dieser Deutung wäre anzuführen, daß das Bild, welches A. FRITSCH, Fauna der Gaskohle, Taf. 81b, von der Unterseite des Schädels von *Orthacanthus bohemicus* gibt, auf der rechten Tafelseite eine schmale hufeisenartige Verdickung bei ot zeigt, welche auf der Begrenzung eines nach vorne sich öffnenden Kanals bezogen werden kann, wobei auch hier ein merkliches eckiges Vorspringen des Schädelseitenrandes zu erkennen ist; auch in l. c. Taf. 93 scheint dieser nach vorne sich öffnende Längskanal nach der Oberseite des Schädels durchgedrückt zu sein. Ob die von *Xenacanthus Decheni* FRITSCH l. c. III, S. 22, Fig. 212c dargestellten eigentümlichen, bogigen Gebilde ot hiermit oder mit dem dahinterliegenden nach außen wulstig begrenzten Durchbruch zu vergleichen, das steht dahin.

Die oben erwähnten inneren Leisten (Kristen) am vorderen Schädelteil könnten vielleicht auf FRITSCH l. c. Taf. 93r bezogen werden oder auch in Taf. 81b auf c.

¹⁾ Vgl. hierzu das Bild der Unterseite des Schädels von *Heptacanthus* in GEGENBAUR, Kopfskelet der Selachier 1872, Taf. XV, Fig. 1, woselbst die Region zwischen dem Occipitalgelenk und der Basalecke sichtbar ist; ferner Taf. XVII, Fig. 4 u. 5 (*Scymnus* und *Cestracion*).

In der Mitte der Schädelfläche zwischen beiden oben besprochenen Partien findet sich eine flache Vertiefung, welche durch eine kurze nach vorne sich gabelnde Erhebung abgeteilt ist.

Ist nun diese Schädelfläche die Unterseite des Schädels, so könnte diese Bildung nur der Region der „Basalecke“ (Sattellehne im Schädelinnern) mit der Grube für den Durchtritt der beiden Carotidenkanäle bezogen werden. — In der Achse der erwähnten medianen Teilung liegt eine nach dem etwas seitlich verdrückten Occipitalloch verlaufende, von zwei ganz flachen Kanten begrenzte, nach hinten sich etwas erweiternde Furche; man vergleiche hierzu bei ANT. FRITSCH l. c. III. Bd., S. 22, Fig. 212 A. Am seitlichen Hinterrande des Schädels erkennt man eine Gelenkgrube für den Hyomandibel.

Von Interesse ist das Occipitalloch; es öffnet sich weit nach hinten und zeigt nur ein verhältnismäßig kleineres, wohl eigentliches Durchtrittsloch für die Medulla; es hat so den Anschein, als ob ein Teil dieser verstärkten, trichterartig geöffneten Röhre einer gelenkartigen, „opisthocölen“ Verbindung des Schädels mit der Wirbelsäule diene, wie dies von *Pristis* bekannt ist (vgl. GEGENBAURL. c. Taf. XIV, Fig. 5).

Wollte man nun die oben erwähnten Tatsachen, welche gegen die Auffassung sprechen würden, daß hier die Dorsalseite des Craniums vorliege, etwas zurücktreten lassen gegen die Tatsache, daß hiefür die erwähnten Längsleisten anzuführen seien, daß die mediane Vertiefung mit der Zweiteilung sehr wohl auch dem Boden der Parietalgrube (vgl. FRITSCH l. c. III S. 22, Fig. 212 B u. C) entsprechen könnte, so würde die sonst beobachtete schärfere Erhebung der äußeren Bogengänge und die deutliche Occipitalkrista fehlen. — Recht schwer verständlich wären dann die eckig vorragenden Partien mit der Kanalfüllung, welche, als vermutlich der seitlichen Schädelwand angehörig, nach oben umgebogen sein müßten, was nach der Form des Fischschädels schwerer vorzustellen wäre, als das Umgekehrte.

Es ist an diesem Schädelrest daher noch nicht alles genügend geklärt.

An das Occipitalloch fügen sich, die Schädelachse nahezu geradlinig fortsetzend, die oberen Bögen der Körperachse an; es sind ung. 23 dicht hintereinander gedrängt, so daß nur von den treppenartig abgesetzten Unterenden her die Trennungslinien zu erkennen sind; eine Gliederung in eigentliche Bogenteile und unpaare Schlußstücke ist gerade hier an den vordersten deutlicher zu erkennen. An den ungefähr neun vordersten bemerkt man auch eine Umbiegung nach vorne; sie beschränkt sich indessen auf das distale Ende, das sich verdünnend nach vorne umbiegt und, da es nicht scharf begrenzt ist, sondern verläuft, jedenfalls knorpelig und unverkalkt noch etwas nach vorne fortsetzt. Ich habe seinerzeit, Abhandl. der Senckenberg. Naturf.-Gesellschaft 1897, Bd. XX, S. 138 u. 139, ausgeführt, daß diese Vorbiegung bei Pleuracanthiden im Zusammenhang steht mit der seitlichen Ausschlage-Bewegung des auf dem Cranium aufsitzenden und nur mit ihm beweglichen Stachels. Als ein Ausdruck solcher dynamischen Inanspruchnahme scheint auch die Tatsache hier angeführt werden zu können, daß die mit der Umbiegung versehenen Bögen und Dornfortsätze ausgesprochene Längsverstärkungen tragen, während die dahinterliegenden flach und ohne weitere Vorragungen ganz glatt sind. Andere axiale Skeletteile fehlen, sind wenigstens nicht in verkalktem Zustande überliefert.

Der Schultergürtel besteht aus zwei, wahrscheinlich aus drei Teilen; sicher ist eine Trennung in einen Skapular- und Supraskapularknorpel festzustellen. Das nach hinten außen vorspringende Flossengelenk ist deutlich, ebenso die in Höhenlage jenem entsprechende Verbindungsstelle des Schultergürtels mit dem Kiemen-

skelett; auf der vorliegenden Seitenfläche des Gebildes sind zu nennen 1. von oben, ungefähr konform mit dem Hinterrand verlaufend, eine tiefe, nach hinten außen geöffnete, von einer wulstigen Leiste begrenzte Längshöhlung, welche auf die Gelenkfläche ausläuft; 2. eine etwa von der Mitte der erwähnten Wulstleiste schief nach vorne unten ziehende, einseitig schwächere, nach unten sich zuspitzende Vertiefung; es sind das offenbar für Muskeln (oder Nerven) bestimmte Höhlungen und Gruben. Das Gelenk für die Brustflosse scheint kein gerundeter dickerer Kopf, sondern eine längliche, vielleicht schief gestellte Leiste oder Leistenrolle gewesen zu sein.

Durch eine offenbar als Angliederungsgrenze zu deutende Furche scheint ein Infraskapulare von trapezartiger Gestalt abgetrennt zu sein; es würde mit seiner oberen Spitze bis beinahe zum Verbindungszapfen mit dem Kiemenkorb reichen.

Das Flossenskelett ist vom Schultergürtel losgelöst; es besteht aus einer Achse von wenigstens drei breiten Proximalgliedern, von welchen das unterste das breiteste ist; die nächsten verjüngen sich und tragen wenigstens sechs breite stabförmige Seitenstrahlen; das distaler liegende Skelett ist wieder zerrissen, in seinem Zusammenhang unklar und unvollständig verkalkt. Das wird aber nicht angezweifelt werden können, daß die Radienanordnung auf eine langgestreckte Stamm-Achse mit Fiederung hindeutet.

Als Reste des Unterkiefers deute ich den Abdruck eines Skeletteils, der über die Dornfortsätze verworfen ist; er besteht aus einem hinteren Abschnitt mit Abdrücken der schwach reihenweise geordneten Prismenverkalkung, so wie sie in gleicher Weise in der Postorbitalregion zu beobachten sind, und aus einem vorderen Abschnitt, der durch einen schwachen aber deutlichen Zwischenraum davon abgesetzt ist, in welchem ebenfalls kleine körnige Abdrücke auftreten; diese sind dicht gedrängt und lassen erkennen, daß es sich um Abdrücke von etwas über 1 mm langen, schlanken, mit feinen Längsriefen versehenen Zahnspitzen handelt, welche zumeist nach hinten gerichtet sind und deren Wurzelteile rundliche bis etwas unregelmäßige, eckige, kleinere, körnige Plättchen darstellen. Unter dem Mikroskop sieht man in auffallendem Licht an einer Stelle zwei Zahnspitzen in dem Winkel und in der Weise auseinanderstrahlen, wie man das vom *Diplodontentypus* kennt, von einem dazwischen liegenden kleineren dritten Zähnchen ist nichts zu erkennen; immerhin ist das deutlich, daß sich die Bezahnung morphologisch ziemlich eng an die der *Pleuracanthiden* anschließt; es würde sich hier um die noch nicht ganz ausgewachsenen, auf der Unterkieferinnenseite liegenden Ersatzzähnen handeln; das andere Ende des Knorpelgebildes wäre als das Artikularende des Unterkiefers zu deuten.

Systematische Stellung von *Radamas*.

Unter Voraussetzung der Einreihung dieses Fischrestes unter die *Pleuracanthiden* — es ist die Möglichkeit einer noch etwas selbständigeren Stellung nicht ausgeschlossen — unterscheidet sich *Radamas* von allen *Pleuracanthiden* schon durch die Form des Schultergürtels, seiner Teilstücke und der vordersten Neura-pophysen; als negatives Merkmal ist die Abwesenheit aller Wirbelanhänge außer auf der dorsalen Seite bzw. das Fehlen der Verkalkung bei den ventralen etc. zu betonen. Wenn, was kaum zweifelhaft sein wird, der Kieferrest mit den Zähnen zu *Radamas* gehört, so ist das Vorhandensein dicht gedrängter feiner Rippchen auf den Zähnen hervorzuheben, wie dies auch für *Xenacanthus Decheni* GOLDF. bekannt ist.

Tafel-Erklärung.

Tafel VI.

Figur 1 und 2. *Pleuracanthus sessilis* JORD. aus den Acanthodeskalken von Katzweiler im Lautertal (Winnweiler Schichten des Oberrotliegenden). Natürliche Größe.

Figur 3. *Radamas macrocephalus* MÜNSTER aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf. Natürliche Größe.





Fig. 3

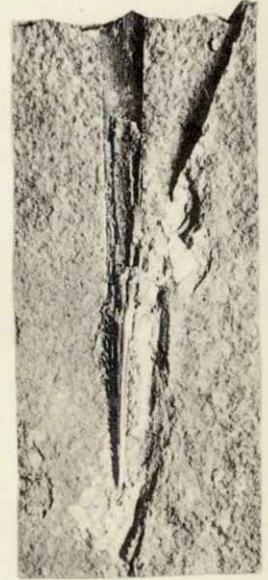


Fig. 1

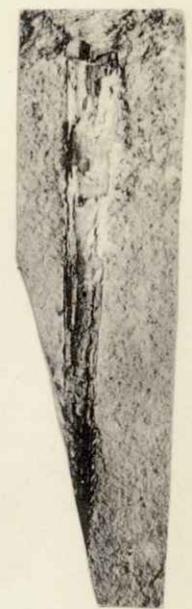


Fig. 2

Mikroskopische Untersuchung von Tonsteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz.

Von

Dr. Matthaeus Schuster.

(Mit Tafel VII und 2 Textbildern nach photographischen Aufnahmen des Verfassers.)

Zur mikroskopischen Diagnose wurden von Herrn Dr. O. M. REIS aus seinem Sammelmaterial von pfälzischen Tonsteinen über 200 Proben ausgewählt. Während der Untersuchung des in seiner Ausbildung sehr wechselvollen, auch diagenetisch veränderten Gesteinsmaterials durfte sich der Verfasser bei der Diagnose häufig wertvoller Ratschläge und Hilfe durch eben genannten Forscher erfreuen, wofür hiermit herzlich gedankt sein möge.

Die mikroskopischen Eigenschaften lassen sich am besten in übersichtlicher Weise darstellen, wenn die Gesteine aus der gleichen Schichtfolge zusammengefaßt werden. Es kommen zur Besprechung Tonsteine des Unterrotliegenden und zwar der Kuseler, Lebacher und Olsbrücker Schichten, sodann Tonsteine und verwandte Bildungen des Oberrotliegenden, nämlich der Hochsteiner und Winnweiler Schichten. — Nach einem die Untersuchungsergebnisse zusammenfassenden Abschnitt wird eine Anzahl Gesteine eingehender beschrieben und der porphyritische Bestandteil gewisser brekziöser Gesteine ausführlicher besprochen.

I.

Tonsteine der oberen Kuseler Schichten.

Diese Tonsteine stellen mehr oder minder feinkörnige (im Mittel 0,03 mm), oft bis zur mikroskopischen Unauflösbarkeit feine¹⁾ Gemenge von Partikelchen aus den Urgesteinsmineralien: Quarz, Feldspat,²⁾ Muskovit (seltener Biotit) dar; die Korngröße kann hierbei schon im Schliche wechseln. Ihre meist deutliche Schichtung tritt unterm Mikroskop häufig durch eine feine Bänderung hervor, die entweder durch Anreicherung von Erzstaub oder Limonit oder von Glimmerfläscherchen bewirkt wird und dann schon bei gewöhnlichem Licht bemerkbar ist; oder aber die Bänderung beruht auf einer lagenweisen Verdichtung des Korns der farblosen Bestandteile und

¹⁾ Eine jaspisartige Dichte hat u. a. ein Tonstein von Raumbach (Blatt Kusel, östliche Blattgrenze).

²⁾ Der orthoklasartige Feldspat ist nur bei den grobkörnigeren, den Sandsteinen und Arkosen sich nähernden Tonsteinen bestimmbar. Er entzieht sich schon bei einigermaßen geringer Größe der sicheren Beobachtung. Der Quarz scheint in den Tonsteinen den Feldspat zu überwiegen.

ist dann nur bei gekreuzten Nicols wahrnehmbar. Häufig sind die Bänder in ihrer Lage gestört, entweder gefaltet, geknickt oder gebrochen und die Teilstücke gegeneinander verschoben (vgl. hierzu O. M. REIS, Erl. z. Bl. Donnersberg). Eine Beimengung von Kalzit, entweder in unregelmäßigen, oft vordringlichen zusammenhängenden Partien oder in Körnerform oder in kleinen Rhomboedergebilden, locker über den Schlift ausgestreut,¹⁾ ist eine sehr häufige Erscheinung; der Kalkgehalt²⁾ der Tonsteine, nicht allein der der Kuseler Schichten, sondern auch der Sedimente bis zu der Olsbrücker Stufe, ist — worauf mich Herr Dr. O. M. REIS aus den Erfahrungen seiner makroskopischen Beobachtungen heraus aufmerksam machte — ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber manchen, mikroskopisch sonst ähnlichen Tonsteinen des Oberrotliegenden. (Tonsteinmergel nach eben genanntem Autor.) Es sei betont, daß der Tongehalt sich kaum sicher mikroskopisch nachweisen läßt; vielfach entpuppen sich schwach doppelbrechende, feinste Aggregate, die man für „Ton“ halten möchte, als sekundärer Quarz, der eine geradezu konstante Beimengung der Tonsteine ist.³⁾ Apatit, Turmalin, Rutil, Zirkon sind gewöhnlich in Bruchstücken über den Schlift ausgestreut; sie geben einen Hinweis ab auf die Entstehung mancher Tonsteine wohl aus Granitgrus, da die gleichen Mineralien auch in Arkosen und Brekzien als Einschlüsse im Quarz und Orthoklas vorkommen. Der Erzgehalt, vielfach limonitisch, ist selten so vordringlich, daß er die Helle der Dünnschliffe mindert.

Ein unterm Mikroskop farbloser, wenig ansehnlichere Biotitfläserchen führender, kalkreicher Tonstein aus den oberen Kuseler Schichten bei Altenbamburg zeigt, worauf mich Herr Dr. REIS aufmerksam machte, Ähnlichkeiten mit einem sogen. „Steinton“, wie er ihn in der Gegend von Neunkirchen (Saargeb. Blatt Zweibrücken) sammelte und wie ein solcher Dünnschliff von L. v. AMMON in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 42 u. 44 abgebildet und beschrieben wird. — In unserem Schlift treten in den vom Kalk freigelassenen Stellen bei gew. Licht völlig strukturlose, farblose, bei gekr. Nicols schalige Gebilde mit sphärolithischer Struktur auf, die teils fast geschlossene Ringe mit dem Sphärolithkreuz bilden, teils fragmentartig nebeneinander und durcheinander gelagert sind. Licht- und Doppelbrechung sind sehr gering. Der in der Faserachse schwingende Strahl ist positiv.

Ehemals organischer Natur scheinen gewisse leistenartige, gerade oder krummschalige, teils silifizierte, teils verkalkte Gebilde in Tonsteinen zu sein, die bei einer Größe bis 0,5 mm annähernd parallel zur Schichtung eingelagert sind. (Roter Kopf bei Obermoschel, Schlattwald bei Rehborn, Raumbach (Bl. Kusel)).

Kieselsäureanreicherungen in Tonsteinen vom Kellerberg und von Roth bei Rehborn sind mikroskopisch insofern interessant, als sich in der meist amorphen oder fast amorphen Kieselsäuresubstanz hexagonale Gebilde von Kalzit scharf abmodellieren, wie sich auch in geschlossenen Kalkanreicherungen hexagonale, durch Kieselsäure erfüllte Aussparungen zeigen können (bis 1 mm Größe). Die Kieselsäure ist teils wasserklar, teils mit staubförmigen und etwas interferierenden Partikelchen erfüllt; auch kleine Kalzitfläserchen finden sich darin als Einschlüsse.⁴⁾

Was die chemische Zusammensetzung der Tonsteine der Kuseler Stufe anlangt, so liegt eine chemische Analyse eines feinkörnigen Tonsteins der Odenbacher Schichten von Quirnbach (Bl. Zweibrücken) von der Hand des Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER vor. Sie folgt nachstehend:

¹⁾ Auch lagenweise kalzitifreie und kalzitreiche Bänder kommen vor.

²⁾ Gelegentlich auch Sphärosideritgehalt; in der oberen Sphärosiderit- und Tonsteinbank vom Humburg bei Niederhausen findet sich Sphärosiderit in zum Teil limonitisierten Rhomboedern im Kalk eingeschlossen.

³⁾ Die oft sehr geringe Doppelbrechung der sekundären Kieselsäureaggregate hängt vielleicht mit beibrechender amorpher Kieselsäure zusammen.

⁴⁾ Vgl. O. M. REIS, Erl. z. Bl. Donnersberg. Im Tonstein vom „Roten Kopf“ bei Obermoschel setzen mit Kalk und amorpher Kieselsäure erfüllte feinste Spältehen durch, worin sich der Kalk zu dieser in derselben Weise verhält.

Kieselsäure	80,92
Tonerde	11,78
Eisenoxyd	1,86
Kalk	0,33
Magnesia	0,65
Kali	1,37
Natron	0,62
Wasser	1,77
	99,30

Zusammensetzung eines Tonsteins der Odenbacher Schichten von der „Waschkaut“ bei Quirnbach (Bl. Zweibrücken).

Die chemische Zusammensetzung ähnelt sehr derjenigen von zwei Tonsteinen von Dannenfels (Oberrotliegendes, S. 172), die aus Felsitporphyrdetritus entstanden sind, was bei dem vorliegenden Tonstein ausgeschlossen ist. Die wie andere Gesteine des Unterrotliegenden aus schwer verwitterbarem Granit- oder Gneismaterial zusammengesetzten Tonsteine des Unterrotliegenden können demnach nicht nur in dem mineralischen Gemenge, sondern auch in der chemischen Zusammensetzung oberrotliegenden, aus Porphyrschlamm entstandenen, ähnlich werden.

Tonsteine der Lebacher Schichten bis zu den Olsbrücker Schichten.

Die Tonsteine der Lebacher Schichten können in ihren feinkörnigen Varietäten völlig den Habitus der Tonsteine der Kuseler Schichten wiederholen.¹⁾ — Ein von den Tonsteinen abweichendes Sediment von der Abziehsteingrube vom Spitzenberg bei Oberwiesen (Schweisweiler Sch. vgl. Fig. 1) ist eine fein- bis grobkörnige Arkose, in welcher in muldenförmigen Vertiefungen sich ein sehr feinkörniger, vorwiegend quarzreicher Absatz eingelagert zeigt. Die Arkose baut sich aus granitischen Bestandteilen (darunter nur Orthoklas und Mikroklin, kaum ein Plagioklas) auf. Das Bindemittel ist ein feiner, sekundär verkieselter Detritus von Quarz und Orthoklas.

Tonsteine der Olsbrücker Schichten.

Deutet die mineralische Zusammensetzung der bisher besprochenen Tonsteine auf eine Entstehung wohl aus granitartigem oder gneisartigem Detritus hin, so treten in manchen der Olsbrücker Tonsteine zum erstenmal Porphyrbestandteile auf, teils als Porphyrgrus den Tonstein vorwiegend zusammensetzend (Weg von Bockenau nach Waldböckelheim; „Eisenstein“ bei Kirchheimbolanden), teils als Beimengung in etwas grobkörnigen, arkosigen²⁾ Tonsteinen.³⁾ In einem derartigen arkosigen Tonstein zwischen Mariental und Wüstengerbacher Hof, dessen Bindemittel eine farblose, aus winzigen glimmerigen Schüppchen bestehende Substanz (Ton?) bildet, desgleichen in einem Arkosetonstein vom Hirschhorner Bahneinschnitt fanden sich auch die in ähnlichen Gesteinen der Hochsteiner Schichten (Oberrotliegendes) gleichfalls auftretenden Fragmente eines mikroporphyrischen Gesteins, eines Felsitporphyrs mit winzigen Ausscheidungen von Quarz, Feldspat und Biotit in einer sehr

¹⁾ Vergleichsweise kamen Tonsteine der Lebacher-Kuseler-Schichten-Grenze und von den oberen Lebacher Schichten von Kirrweiler (Bl. Kusel), nach dem Grenzlager zu, zur Untersuchung. Sie sind feinkörnige (0,02—0,08 mm) Gesteine von arkosischer Zusammensetzung.

²⁾ Manchmal findet sich in den Arkosen ein bipyramidaler Quarzkristall, der wohl auch von einem Porphyrr her stammt. Eine Arkose mit verkieselter Zwischensubstanz vom Hirschhorner Einschnitt führt auffallend viel Plagioklase, weicht also von den übrigen Arkosen ab.

³⁾ Vgl. hierzu die Ausführungen von Dr. OTTO M. REIS (Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 117) über die Entstehung der Tonsteine der Olsbrücker Schichten.

feinkörnigen Grundmasse, eine Ausbildungsform, wie sie gegenwärtig am Donnersbergporphyr nicht bekannt ist.¹⁾

Die feinkörnigen Tonsteine ähneln im großen und ganzen den bisher besprochenen unterrotliegenden; vielleicht kommt der Glimmer in den hier zu besprechenden Gesteinen etwas mehr zum Ausdruck. Der Kalkanteil scheint ein spärlicherer zu sein.²⁾ Die Haupttonsteinbank der Olsbrücker Schichten südlich vom Kirchhof von Gehrweiler z. B. baut sich aus feinsten tonigen, hellinterferierenden Partikelchen mit gelegentlich kleinen Quärzchen und häufigen rundlichen, 0,2 mm großen Ansammlungen feinst aggregatpolarisierenden dichteren (Quarz-?) Materials auf.

Ein Schliff von einem Hornstein aus dem Tonsteinhorizont vom Oberarnbach, W. Kirchheimbolanden läßt feinstkristallinen Quarz in gebänderten, Stauchungserscheinungen³⁾ zeigenden Lagen erkennen; Erz und ausgebleichter Biotit sind reichlich, nebst größeren Quarzfragmenten, eingestreut.

Von einem Kieseltonstein (sogen. Jaspis) von Mariental auf der Westseite des Donnersbergs hat Herr Landesgeologe ADOLF SCHWAGER die nachstehend mitgeteilte Analyse verfertigt. Das Gestein besteht mikroskopisch aus feinstem Kieselsäure-Material, das, wo es nicht bis fast zur Dunkelheit schwach polarisiert, kleinste Partikelchen von Quarz und Glimmerschüppchen eingestreut erkennen läßt. Stauchungserscheinungen sind schön ausgeprägt.

Kieselsäure (Titansäure)	82,19
Tonerde	9,39
Eisenoxyd	1,03
Kalk	0,34
Magnesia	0,14
Kali	4,28
Natron	2,53
Wasser	0,83
	100,73

Zusammensetzung des Kieseltonsteins vom Fuchshof bei Mariental am Donnersberg (Olsbrücker Schichten); sogen. Bandjaspis.

Der Kieselsäurereichtum des Gesteins kommt in der Analyse deutlich zum Ausdruck. Die ziemliche Menge an Alkalien (fast 7%, darunter über 4% Kali) deutet wohl auch hier auf eine Beimengung von Porphyrmaterial, in feinsten, dem Auge entgehender Verteilung hin.

Einlagerungen in den Hochsteiner Schichten.

1. Brekziöse Gesteine im Liegenden des Grenzlagers.⁴⁾

Es gelangte eine Anzahl von derartigen Gesteinen vom Zug des Grenzlagers der Donnersberg-Mulde zur mikroskopischen Untersuchung. Zum Vergleich dienten

¹⁾ Porphyrfragmente fanden sich außer an den beiden eben genannten Fundpunkten in Schlifften von arkosigen Tonsteinen vom Bahneinschnitt bei Hirschhorn, vom Wingertsköpfchen bei Heiligenmoschel und vom Sioner Wald bei Kirchheimbolanden. Bei der großen Feinkörnigkeit der Porphyrgrundmassen sind sie von einer gewissen Minimalgröße ab unterm Mikroskop nicht mehr deutbar.

²⁾ In einem glimmerreichen Tonstein SO. von Schweisweiler wechselt mit glimmerigen Lagen eine solche, reich an einer butzenartig gehäuft, mit weißlichen Farben interferierenden Substanz, ab, die sehr an Hygrophilit erinnert.

³⁾ Auf diese Eigentümlichkeit feinkörniger Tonsteine machte mich Herr Dr. O. M. REIS freundlichst aufmerksam. Sie besteht darin, daß die mikroskopisch feinen Lagen gefaltet, geknickt, gegen einander verschoben oder übereinander geschoben sind. Makroskopische Analoga fand der genannte Autor vielfach im Rotliegenden der Rheinpfalz und im Muschelkalk Unterfrankens (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg).

⁴⁾ Hinsichtlich der das tiefste Eruptivlager (Grenzlager) begleitenden brekziösen bis konglomeratischen Ablagerungen vgl. O. M. REIS (Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Geogn. Jahresh. XIX. Bd. 1906 S. 106).

Proben der Melaphyrkonglomerate unter dem Grenzlager der Nahemulde. Die brekziösen Gesteine im Liegenden des Grenzlagers der Donnersberg-Mulde zeigen eine ziemliche Einheitlichkeit im mikroskopischen Bestand. Quarz, Feldspat (meistens Orthoklas) und Biotit, also Urgesteinsbestandteile, gewöhnlich eckige Gebilde, setzen mit ebenfalls eckigen Fragmenten von permischem Eruptivgesteinsmaterial (Porphyrite, Porphyre, Tholeyite, Melaphyre) und einem Bindemittel aus einem feinen Grus derselben Fragmente diese Brekzien zusammen. Das Größenverhältnis der einzelnen Trümmer und ihre Menge ist ein sehr wechselndes; durch Zunahme von Urgesteinsmaterial und Zurücktreten jener Eruptivgesteinsfragmente leiten die Gesteine zu Arkosen und durch Verfeinerung der Korngröße zu Tonsteinen nach der Art der Olsbrücker über.

Die seltene Beteiligung von Plagioklas an der Zusammensetzung der Brekzien, das Vorkommen granophyrischer Verwachsungen von Orthoklas und Quarz, das Vorwiegen, die Größe und der komplexe Aufbau des letzteren deuten auf ein granitisches Urgestein als Muttergestein der drei Mineralien hin.

Eine recht konstante Beimengung unter dem eruptiven Material der Brekzien ist ein porphyritisches Gestein, so benannt nach seiner Ähnlichkeit mit Porphyriten des Blattes Donnersberg. Die Fragmente bestehen aus teils enggeschichteten, trachytisch-fluidal angeordneten Feldspatmikrolithen nebst sehr spärlichen winzigen Olivineinsprenglingen, teils sind sie glas- und blasenreiche Vitrophyrite, wobei alle möglichen Übergänge zwischen beiderlei Gesteinsformen vorkommen. Die Fragmente sind teils sehr erzreich und makroskopisch dunkelrotbraun, teils chloritisiert und grünlich, teils jedoch völlig erzfrei und dann weiß. Die drei Ausbildungsformen können in einem Gestein vorkommen¹⁾ — [z. B. Brekzie von Schweisweiler (Tafel VII, Fig. 4); Daimbacher Hof bei Mörsfeld]. Melaphyrische, d. h. divergentstrahlige und glasige Grundmasse aufweisende Fragmente sind seltener; tholeyitische, zum Teil recht grobe Trümmerchen finden sich nur in Gesteinen von Mörsfeld. Porphyritisches Material wurde nur selten aufgefunden.²⁾

In einer Anzahl brekziöser Gesteine tritt im Bindemittel ein farbloses bis blaugrünes, schwach licht- und doppelt brechendes, feinst schuppiges Mineral auf, das auch die Mandeln der Porphyrit- und Melaphyrfragmente erfüllt und auch pseudomorph nach Olivin vorkommt. Diese grüne Substanz, welche sich besonders ausgeprägt in einem brekziösen Tonstein vom Pfarrwald bei Hochstätten vorfindet, hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der Grünerde oder dem Seladonit, dem Zersetzungsprodukt von gewissen Melaphyren und deren Tuffen.³⁾

Um über das grüne, in den brekziösen, tonsteinartigen Gebilden weitverbreitete Mineral Aufschluß zu erhalten, unterzog Herr Landesgeologe ADOLF SCHWAGER den genannten brekziösen Tonstein einer chemischen Untersuchung und fand folgende Zusammensetzung:

¹⁾ Was die Zuteilung dieser Porphyrite zu einem Intrusivgestein des Pfälzer Sattels betrifft, so ist eine sichere Entscheidung hierüber nicht möglich. Derartige Gesteinsformen sind sowohl als selbständige Gangbildungen denkbar, wobei die blasigen Gebilde die Salbandfazies darstellen würden, als auch selbst wiederum als randliche Ausbildungsformen größerer basischer Intrusiva, z. B. des Niederkirchner Tholeyits. Andererseits kann es sich bei olivinfreien trachytischen Porphyrittrümmerchen um jetzt nicht mehr zu tage kommende Ausbildungen des Donnersbergporphyrs handeln, vielleicht orthophyrischer Art. — Die Menge dieser Porphyrite, die unter den im Sattel durchgebrochenen Gesteinen nur selten mehr nachzuweisen sind, ist zweifellos eine sehr große.

²⁾ Häufig sind die Anzeichen sekundärer Silifizierung des Bindemittels. In einem stark verkieselten brekziösen Gestein von der Quecksilberhalde von Mörsfeld tritt neben Schwefelkies der Zinnober als Letztausfüllung von Hohlräumen in prächtig interferierenden, blutroten Körnchen auf

³⁾ Seladonit ist bekanntlich ein grünes schuppiges Kali-Eisenoxyd-Silikat.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	68,62	51,69	78,33
Tonerde . . .	20,78	27,37	16,26
Eisenoxyd . . .	2,68	3,42	2,25
Kalk . . .	0,82	1,84	0,24
Magnesia . . .	2,17	4,65	0,74
Kali . . .	1,84	3,34	0,99
Natron . . .	0,75	1,45	0,34
Wasser . . .	3,14	6,85	1,26
Feuchtigkeit . . .	0,16	—	—
	100,96	100,61	100,41

I. Bauschanalyse des brekziösen Tonsteins von Hochstätten.

II. Zusammensetzung des in Salzsäure löslichen Anteils (36,48%).

III. Zusammensetzung des unlöslichen Teils (63,52%).

Die Analysenwerte bestätigen die Annahme eines seladonitartigen Minerals in dem Tonstein; chloritisches oder serpentinoses Material dürfte ausgeschlossen sein.

Zu I. Die reichliche Menge Tonerde verteilt sich auf den Tiefenorthoklas, auf den Seladonit und auf das Gesteinsglas. Das Eisenoxyd gehört teils dem letzteren, teils dem Seladonit, teils beigemengtem Erz und limonitischem Staub an; das Magnesium ist wohl vorwiegend an die Grünerde gebunden, desgleichen ein Teil des Kalis, während der übrige Alkalienanteil auf die Feldspäte des Tonsteins, das Wasser auf das Glas der Melaphyrfragmente und die Grünerde entfällt.

Zu II. Es wurde der geringe Plagioklasanteil im Tonstein, die Grünerde zum größten Teil gelöst, die für sie charakteristischen Oxyde (Eisen-, Magnesium-, Kaliumoxyd) zeigen in den Prozentzahlen ziemliche Erhöhung. — Die Analysenzahlen erinnern, wenn man von den beigemengten Plagioklasen (Kalk und Natron!) absieht, sehr an die eines Seladonits vom Lake superior (Pisani, Compt. rend. 1862. 55. 108), der mit Kalkspat auf der Kupfererzlagstätte hellgrüne Pseudomorphosen nach Augit bildet.

Zu III. Ungelöst blieben der Quarz des Tonsteins, tonige Beimengungen und Erz, etwas Plagioklas und etwas Grünerde, da der Säurerest noch grünlich gefärbt war. Die Färbung verschwand erst nach 40 Tagen Stehenlassens.

Das spez. Gewicht des Tonsteins wurde zu 2,524 gemessen. — Die in manchen brekziösen Lagen unter dem eruptiven Grenzlager an verschiedenen Stellen im Blattgebiet die Gesteine durchsetzenden, teils schuppigen, teils faserigen, teils dunkler, teils heller grünen Substanzen fallen wohl auch zum Teil in den Begriff „Grünerde“, zum Teil in die unbestimmte Gruppe des „Delessits“.

Schliffe von Geröllen aus dem Konglomerat unter dem Grenzlagerporphyrit vom Cafelsen und vom Gangelsberg an der unteren Nahe lassen Gesteine vom Lembergporphyrittypus,¹⁾ zum Teil von dessen orthophyrischer und blasiger Ausbildungsform erkennen. Während in einem brekziösen Gestein von dem Köpfchen zwischen Abweiler und Staudernheim (Bl. Kusel) sich ganz dieselbe Zusammensetzung wiederholt wie bei den entsprechenden Gesteinen der Donnersberg-Mulde, nur daß hier die Eruptivgesteinsbrocken vorwiegend tholeyitisch sind, sind Gerölle aus dem gleichgelagerten Konglomerat von Merzweiler (Bl. Kusel) porphyritischer bis melaphyrischer Natur.

Ähnlicher Herkunft ist auch eine Anzahl von Geröllen aus dem Konglomerat unter dem Grenzlager von Langweiler und Frohnbach (Bl. Kusel). Die Mehrzahl der Gerölle sind völlig ihres Erzgehaltes beraubte Porphyrite mit überwiegender Grundmasse, die teils vornehmlich Glas ist mit darin schwimmenden Feldspatmikrolithen, teils pilotaxitisch bis hyalopilitisch nach Art der gangförmigen Weiselbergite. Die dunklen Silikateinsprenglinge sind völlig in Serpentin umgewandelt, die Feldspateinsprenglinge zum Teil verquarzt. Der Quarz tritt örtlich in körnigen Aggregaten im Schliff auf. Entglasung der Basis zu doppelbrechender Substanz ist recht allgemein. Blasen, meist eingedrückt und verzogen, mit Chlorit und Quarz erfüllt, sind häufig. — Dunkle Gerölle sind anscheinend seltener. Ein derartiges Stück erwies sich als ein echter Vitrophyrit mit einer bräun-

¹⁾ Hinsichtlich des Biotitporphyrits vom Lemberg bei Ebernbürg (Münster am Stein) vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg.

lichen vorwaltenden Glasbasis, die mit Trichiten geradezu gespickt ist. Die Einsprenglinge sind sämtlich verkalkt, chloritisiert oder in Verkalkung begriffen.

Auch diese Porphyritausbildungsformen sind — ähnlich den oben in Gesteinen der Donnersberg-Mulde vorkommenden — zum Teil von einer Art, wie sie mir unter den Intrusivgesteinen des Pfälzer Sattels bei der mikroskopischen Untersuchung nicht unter die Hand gekommen ist. Der mikroskopische Befund, insbesondere hinsichtlich des Glasreichtums der Gerölle, würde für eine randliche Ausbildung kuselitischer bis tholeytischer Gesteine sprechen.

2. Tuffartige Einlagerungen im eruptiven Grenzlager.

Diese Gesteinsbildungen, die u. a. schön entblößt sind im Effusivtholeytlager zwischen Heiligenmoschel und Gehrweiler und am „Teufelsrutsch“ im Wiesbachtal SW. von Wendelsheim,¹⁾ desgleichen im Grenzlager vom Spelzelkopf, zwischen Rockenhäusern und Falkenstein, sind wie die vorher geschilderten Gesteine Brekzien aus Urgesteins- und jüngerem Eruptivgesteinsmaterial, die einmal mehr von diesem,²⁾ ein andermal mehr von jenem Fragmente führen können. Die eruptiven Bestandteile sind wiederum meist, teilweise schlackige, Porphyrite, chloritisiert und erzeich; die Brekzien sind zum Teil sekundär mit Kieselsäure infiltriert. Erwähnenswert ist das Vorkommen von Hornblendeeinsprenglingen in dem porphyritischen, glasreichen Bestandteil der Einlagerung in dem Grenzlager von Heiligenmoschel, sowie von Tholeytfragmenten im Tuff vom „Teufelsrutsch“, die möglicherweise auf den Tholeyterguß im Liegenden bezogen werden können.

3. Brekziöse Gesteine im Hangenden des Grenzlagere.

Derartige Gesteine längs der Donnersberg-Mulde haben im allgemeinen viele Berührungspunkte mit jenen im Liegenden des Grenzlagere; Urgesteinstrümmerchen und Fragmente von teils porphyritischem, teils melaphyrisch-vitrophyrischem Material sind neben einem Bindemittel aus dem Grus der gleichen Fragmente die Hauptbestandteile. Das eruptive Material kann in gewissen Fällen (Rohmühle bei Heiligenmoschel—Schweisweiler) auf die Eruptivgesteinsunterlage bezogen werden. Neben diesen brekziösen Gebilden findet man auch noch sehr feinkörnige Tonsteine mit Stauchungs- und Verquirlungserscheinungen. In dem Konglomerat im Hangenden des Grenzlagerporphyrits von Talböckelheim wurden mikroskopisch neben reichlichen Geröllen vom Lembergporphyrit habitus, auch solche von tholeytischen Gesteinen festgestellt; ein derartiges Geröll, das nach der Feststellung von Herrn Dr. O. M. REIS Kupfererz führt, ist durch die starke Umwandlung von Augit in Titanit erwähnenswert. Ganz ähnliche Titanitanreicherungen zeigen übrigens auch Porphyritgerölle im Konglomerat vom Cafelsen (Liegendes des Grenzlagere) und Tholeytgerölle aus dem Konglomerat von Altenbamberg.³⁾

Diese Titanitanreicherung ist deswegen von Interesse, weil dieselbe Erscheinung an metamorphosierten Gesteinen vom Moschellandsberg und von Orbis bei Kirchheimbolanden und zwar derart häufig zu beobachten ist, daß der Titanit gewisser-

¹⁾ Dieser „Tuff“ wurde bereits von H. SCHOPP und W. SCHOTTLER beschrieben. (Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. Geol. L.-A. zu Darmstadt. 1904, IV. Folge. 25. Heft.)

²⁾ Vgl. auch O. M. REIS, Erl. z. Bl. Kusel S. 130.

³⁾ Eine Tonsteinbrekzie unter der Hauptarkose der Hochsteiner Schichten S. von Schweisweiler besteht fast nur aus Felsitporphyritfragmenten und recht spärlichem melaphyrischem Material. Die Grundmasse der Porphyritstrümmerchen ist abweichend von der der Pfälzer Porphyre mikropegmatitisch entwickelt.

maßen als Leitmineral für die Metamorphosierung dortiger Gesteine angesehen werden kann. Näheres hierüber werden die Erläuterungen zum Blatte Donnersberg bringen.

Hier sei auch die geologisch nicht ganz sicher bezüglich ihrer Lage zum Grenzlager zu orientierende Brekzie vom „Klingelborn“, SO. vom Schneeberger Hof angefügt. In einem limonitischen Bindemittel liegen außer Urgesteinsmineralfragmenten reichlich schlackenartige, blasenreiche, chloritisierte Fragmente, gewöhnlich ohne Erz, die keine Feldspatmikrolithen mehr erkennen lassen, des weiteren ziemlich erzarme fluidale Porphyritbröckchen, wenig Porhyrstäubchen und an Effusivbildungen erinnernde, glasführende Olivintholeyite (bis 1 cm), ein buntes Bild.

4. Konglomeratische Gesteine der höheren Hochsteiner Schichten.

Hierher gehören die brekziösen Gesteine im Liegenden des Hochstein-Falkensteiner Porphyrits, im allgemeinen durch einen mehr oder minder reichen Gehalt an, oft bis zur Unkenntlichkeit vererzten oder chloritisierten Porphyritbröckchen¹⁾ ausgezeichnet sind. Das übrige klastische Material ist dasselbe wie bei den bisher besprochenen Brekzien; zuweilen beteiligen sich auch Schiefer- und Sandsteinbröckchen an der Zusammensetzung.

Gerölle aus dem Porphyirkonglomerat von Hochstein, am Tunnel, erwiesen sich als Porphyre mit einem schon früher erwähnten, vom Donnersbergporphyr abweichenden mikroskopischen Habitus. Sie sind mikroporphyrisch mit Einsprenglingen von bis 0,2 mm großen scharf umrissenen Feldspat-, Quarz- und Biotitausscheidungen in einer feinsten mikrogranitischen Grundmasse. Ein feinkörniges, brekziöses, kalkreiches Gestein eben daher führt außer diesen Porphyritfragmenten noch Stäubchen eines porphyritischen Gesteins.²⁾

5. Brekziöse Gesteine innerhalb des Grenzlagersaumes, transgredierend auf Unterrotliegendem.

Von diesen Gesteinen gelangten zur mikroskopischen Untersuchung Gerölle aus den Vorkommen am „Mühlkling“ südlich von Gerbach, vom Hooper Hof an der Straße von Gerbach nach Dieckkirchen, von Niedermoschel, vom Neuhaus NW. von Schallodenbach und W. von Altenbamburg.

Die Gerölle aus der Brekzie vom „Mühlkling“ bestehen teils aus einem vollkristallinen Olivindiabas im Zustand starker Serpentinisierung und Verkalkung, der etwas Quarz führt und dessen Erz in Titanit umgewandelt ist,³⁾ teils aus dem schönen am „Mühlkling“ und am „Klingelborn“ SO. vom Schneebergerhof anstehenden basaltischen Olivinporphyrit, dem das Konglomerat am „Mühlkling“ auflagert. Das Gestein hat frische Einsprenglinge von Olivinen in einer trachytisch-fluidalen, feldspätigen Grundmasse.

Die Eruptivgesteinsfragmente in den Brekzien von Altenbamburg bestehen vorwiegend aus einem Material, wie es noch heute am tholeyitischen Gestein vom Götzenfelsen bei Norheim vorkommt. Außer Geröllen von Apliten, wie sie dort das Gestein durchschwärmen, fanden sich auch Bruchstücke von Gesteinen mit Riesefeldspäten und großen Augitchloritkomplexen, durchschwärmt von rötlichem Aplitmaterial. (Vgl. Fig. 2 S. 178 dieser Abhandlung u. O. M. REIS, Erl. z. Bl. Donnersberg.)

Die Brekzie von Niedermoschel führt tholeyitische Gesteine mit von großen Kalzitafeln ausgefüllten Blasen von Erbsengröße.

Die Brekzie vom Hooper Hof ist reich an meist in Chloritisierung und Limonitisierung befindlichen, vitrophyritischen und porphyritischen Partikelchen von gewöhnlichem Habitus, während

¹⁾ Die Beteiligung von „porphyritischen bis melaphyrischen“ Fragmenten, „wie sie den Felsitporphyrituffen fremd sind, und die auch keinesfalls aus einem zerstörten Felsitporphyr herzuleiten sind“ in den „grauen Tuffen“ in der Gegend zwischen Heiligenmoschel und dem Alsenzthal erwähnt bereits A. LEPLA, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzischen Sattels. J. d. K. pr. Geol. L.-A. f. 1893. Bd. 14, S. 154.

²⁾ Brocken, aus den grauen Schiefern im Hangenden des Grenzlagers, SO. von Schweisweiler, bestehen u. d. M. vorwiegend aus kalkigem Material mit sehr zurücktretender quarzitischer Beimengung.

³⁾ Eine Ausbildung, wie sie gegenwärtig an Pfälzer Gesteinen unbekannt ist.

der Tuff vom Neuhof, NW. Schallodenbach dadurch von den bisherigen Gesteinen sich abhebt, daß er Porphyritfragmente ganz vom Habitus des porphyritischen Ganggesteins vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld führt, wobei in einer bei gekr. Nic. kaum mehr aufhellenden, feinstpilotaxitischen Grundmasse spärliche, gleichsinnig orientierte Feldspäthchen eingestreut liegen.

Aus der Gegend der unteren Nahe wurde ein brekziöses Gestein vom Weg von Niederrhausen nach Oberhausen mikroskopisch als ein tuffiges aus Quarz-Feldspat-Glimmer- und ortho-phyrischem Lembergporphyritmaterial aufgebautes Gebilde bestimmt.

6. Tonsteine im eigentlichen Sinne.

Manche Tonsteine aus diesen Schichten wiederholen im allgemeinen in dem mikroskopischen Aufbau das Bild der unterrotliegenden. Sie stellen in diesem Falle ein meist sehr feinkörniges Gemengsel von Quarz, Feldspat und Muskovit (nebst grünem Biotit) dar, wobei die Korngröße 0,03—0,05 mm, vielfach aber auch darunter ist. Mit der Zunahme der Kornfeinheit nehmen auch die Stauchungs- und Verquirlungsanzeichen zu; die gebänderten Tonsteine weisen dann Verschiebungen, Fältelungen oder Verwerfungen der Bänder auf; ein unmittelbar darüber befindliches Band lagert dann diskordant den gestörten Bandlagen an (vgl. O. M. REIS, Erl. z. Bl. Donnersberg). Mikroskopisch allein läßt sich eine Herkunft dieses feinsten Gesteinsdetritus' aus Porphyrschlamm nicht mit Sicherheit ableiten. — Sekundäre Kieselsäurezuführung ist ziemlich häufig; die Kieselsäure stellt sich dann als feinstaggregatpolarisierende, manchmal auch faserige Substanz ein, die man oft kaum von den übrigen Bestandteilen auseinanderhalten kann. Ein toniger Gemengteil ist mikroskopisch nicht sicher erkennbar.¹⁾ — Allen feinkörnigen Tonsteinen ist ein wechselnder Gehalt an den widerstandsfähigen Mineralien: Rutil, Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin eigen. Gelegentlich („Salzberg“ SO. Eisenschmelz bei Hochstein) mischen sich dem Gesteinsmaterial Butzen eines farblosen, tonartig-glimmerigen Minerals von schwacher Licht- und Doppelbrechung bei, das wohl als Hygrophilit anzusehen sein dürfte, wie ein Vergleich mit einem Hygrophilit-führenden Tonstein von Dietschweiler-Gries (Bl. Zweibrücken) dartut.²⁾

Von der Kalkkieselbank an der Grenze der Soeterner zu den Waderner Schichten, die mit Tonsteinlagen vergesellschaftet ist, wurde ein Kieselstück von der „Kahlen Placke“ bei Feil untersucht. Der Quarz tritt in feinsten ineinander verzapften Aggregaten auf, worin der Kalk wahllos verteilt ist. Zum Vergleich diente eine Probe von der Kalkkieselbank von Dietschweiler (Bl. Zweibrücken), die ein Gemenge feinstkristallinischen, kaum mehr aufhellenden Quarzes mit Kalzit und eingestreuten Glimmerhäutchen darstellt. Auch strahliger Quarz tritt hier und da auf.

Einlagerungen in den Winnweiler Schichten.

1. Konglomerate und Brekzien.

In dem Porphyrkonglomerat von Falkenstein wurden mikroskopisch neben Geröllen und Fragmenten vom Typus des Felsitporphyrs vom Donnersberg dieselben sonderbaren, mikroporphyrischen Porphyrgelände wieder gefunden, wie sie in dem Hochsteiner Konglomerat und in Tonsteinen der Olsbrücker Schichten auftreten; daneben kommt, meist im Bindemittel, tholeyitisches bis porphyritisches Material,

¹⁾ Eine geschieferte Zerreibungsbrekzie am Porphyr des Kupferbergwerks bei Oberhausen ist mikroskopisch ein regenerierter Porphyr, d. h. so innig aus feinstem Porphyrgrus zusammengebacken, daß die Brekzie als einheitliches Porphyrgelände erscheint.

²⁾ Über Hygrophilit als Einschluß in den Tonsteinen vgl. O. M. REIS (Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 121). Er dürfte in den untersuchten Tonsteinen wohl häufiger enthalten sein; durch seine große Neigung, in Berührung mit Wasser zu zerfallen, geht er beim Schleifen der Proben gern verloren.

stets in geringer Menge, sowie sekundärer Kalk vor. In einer Probe erinnerten die „porphyritischen“ Eruptivgesteinsfragmente an eine orthopyrische Ausbildung eines Porphyrs.

2. Tonsteine.

Auch in diesen Tonsteinen kann sich der mikroskopische Habitus der unterrotliegenden Tonsteine wiederholen, z. B. Wingertweiler, „Eckersberg“, mit einer Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat, Glimmer in sehr feinem Gemenge, das eine Entscheidung über die Herkunft des Materials mikroskopisch allein nicht gestattet.¹⁾ In einigen Fällen jedoch — Tonsteine von Dannenfels und Jakobsweiler²⁾ östlich vom Donnersberg — wurde unter dem Mikroskop als aufbauendes Material teils kleinkörniger, teils staubartig feiner Porphyrdetritus erkannt.³⁾

Einem Tonsteinhorizont unmittelbar über dem Grenzlager bei Höringen entnahm Herr Dr. REIS eine Anzahl Proben, welche in sandigen Einschaltungen neben größeren, wohlausgebildeten Quarzen ziemlich häufig schöne Granaten enthielten (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg); die unterste Lage der Tonsteine erschien dem genannten Forscher schon makroskopisch hygrophilitführend.

Das letztgenannte Gestein enthält unter dem Mikroskop in einem mit einem feinsten Schleier von Hygrophilit überzogenen, in seine Bestandteile nicht mehr auflösbaren Untergrund, locker eingebettet eckige Fragmente von Quarz, Erzkörner und grünlich umgewandelte oder ausgebleichte Biotitlamellen. Stellenweise ein Stäubchen aus einer Porphyrgrundmasse oder aus einem unbestimmbaren porphyritischen Gestein. In einem zweiten Schliff tritt der Hygrophilit auch in strähnigen Butzen auf.

Der Tonstein aus einer etwas höheren Lage stellt ein allerfeinstes von Eisenoxyd überstäubtes Mineralgemensel dar, aus dem man nur noch Quarz mehr erraten als erkennen kann. In diesem Gestein treten die sandigen, granatführenden Einschaltungen auf, die unter dem Mikroskop sich erwiesen als ein feinkörniger, quarzreicher Sandstein mit sehr spärlicher Bindung und recht gleichmäßigem Korn. Größere Quärzchen sind selten. Auch dieses Gestein ist mit Hygrophilit durchsetzt, der aber beim Schleifen vom Wasser größtenteils herausgelöst wurde. Ebenso gingen die schön entwickelten Quarze und Granaten verloren. Doch sei hingewiesen, daß in einem kalkführenden, jedoch quarzarmen Tonstein aus denselben Schichten von der Dannenfels Mühle ein farbloses, hoch lichtbrechendes, isotropes Splitterchen, das als Granat gedeutet wurde, sich vorfand.

Einige Tonsteine von der „Steinkaut“ bei Dannenfels analysierte vor einigen Jahren Herr Landesgeologe ADOLF SCHWAGER, wie nachstehend mitgeteilt:

	1.	2.	3.
Kieselsäure . . .	77,35	79,73	49,25
Tonerde . . .	14,27	12,45	38,89
Eisenoxyd . . .	1,57	0,50	0,81
Eisen	0,95	0,34	0,57
Schwefel	1,09	0,38	0,65
Kalk	0,15	0,61	0,15
Magnesia	0,29	0,14	0,36
Kali	1,78	1,71	2,01
Natron	0,32	0,27	0,39
Schweflige Säure	0,12	—	—
Wasser	2,76	2,24	5,90
	100,65	98,37	98,98

1., 2., 3. Zusammensetzung von Tonsteinen von der „Steinkaut“ bei Dannenfels.

¹⁾ Ein Tonstein im Hangenden des blasigen Tholeyits über dem Porphyrkonglomerat SW. vom Thronfels bei Hochstein ist durch reichliche Beimengung eines seladonitartigen Minerals grün gefärbt. Das feine Detritusmaterial ist mit Sprüngen durchzogen, die mit sekundärem Quarz und der grünen Substanz ausgekleidet sind.

²⁾ Erwähnenswert sind Butzen von Sphärosiderit mit Andeutung von Sphärolithstruktur. Auch Tonsteine von Dannenfels können Karbonat führen.

³⁾ In einem Tonsteinsandstein von Dannenfels fanden sich in dem feinkörnigen Gesteinsgrus teils gerundete, teils lappig ausgebuchtete Quarze beigemengt, ganz vom Habitus der Porphy Quarze.

Die Analysen 1. und 2. machen einen Aufbau dieser Tonsteine aus Porphyrdetritus auch chemisch allein wahrscheinlich; die Analysen würden, für sich betrachtet, einem verwitterten, zum Teil der Alkalien beraubten Porphyr entsprechen können. — In Analyse 3 ist reichlich Tonerde an Stelle von Kieselsäure getreten; in den übrigen Bestandteilen stimmt dieses Gestein mit der Zusammensetzung der beiden anderen überein.

Ein Tonstein aus den Standenbühler Schichten (Oberes Oberrotliegendes) von Münchweiler entspricht völlig den bisher besprochenen. Das feinkörnige Gestein ist gebändert und silifiziert.

II.

Mikroskopische Detailbeschreibung und Abbildung einiger charakteristischer Tonsteine und Brekzien.

(Vgl. Tafel VII.)

I. Aus dem Unterrotliegenden.

Tonstein aus den Oberen Kuseler Schichten vom Kellerberg, Straße nach Rehborn. (Schliff Nr. 542.)

Dieses Gestein, das als Typus feinkörniger eigentlicher Tonsteine angesehen werden kann, erscheint, abgesehen von limonitischen Beimengungen, die sich am Rande und auf Spalten einstellen, durchaus hell. Es besteht aus einem feinen (0,02—0,05 mm) bis allerfeinsten Detritus von eckigen Quarz- und Feldspatkörnchen, sowie von Muskovitfläscherchen (ausgebleichter Biotit?) und zwar so, daß die etwas größeren Fragmente locker über dem vorwiegend feinkristallinen Anteil ausgebreitet sind. Ein toniger Bestandteil ist unter dem Mikroskop nicht nachzuweisen, er dürfte sich wohl in dem allerfeinsten, mehr zu erratenden als zu deutenden Gesteinsanteil verbergen. Wie bei fast allen feinkörnigen Tonsteinen ist auch dieser sekundär silifiziert; die Kieselsäure, nach ihrer optischen Inaktivität opalartiger Natur, kann sich als Konkretion im Gestein anreichern (vgl. Schliff Nr. 605).

Aus dem Tonstein der Oberen Kuseler Schichten bei Rehborn. (Schliff Nr. 605.) (Tafel VII, Fig. 3.)

Der Schliff wurde verfertigt von einer Kieselsäureanreicherung in einer Kalkkonkretion in einem Tonstein. Die Kieselsäure, eine opalartig amorphe, nur manchmal leicht aufhellende Substanz, ist einmal so mit dem Kalk des Tonsteins verbunden, daß es diesen (nebst Fragmenten von Quarz und Feldspat) in zahlreichen Schüppchen bis zum Überwiegen des Kalks einschließt; ein anderesmal aber tritt die Kieselsäure mitten in dem, größere, spaltrißdurchzogene Komplexe bildenden Kalk in Form schön modellierter, hexagonaler Durchbrechungen auf, nach der Ansicht von Herrn Dr. O. M. REIS Pseudomorphosen von Kieselsäure nach Kalzit, der ja älter ist als die sekundäre Kieselsäure.¹⁾ Besonders der in Schüppchen auftretende Kalzit zeigt einen ausgeprägten Pseudopleochroismus.

Sphärosideritischer Tonstein von der Grenze der Lebacher und Hooper Schichten.

Nordhang des Eschenwaldes bei Imsweiler. (Schliff Nr. 560.) (Tafel VII, Fig. 1.)

Ein sehr feinkörniger Tonstein, bestehend aus einem schwach aggregatpolarisierenden Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer, in dem einzelne Quarzpartikelchen (0,03 mm) eingebettet liegen, bildet den Untergrund für zahllose Karbonatkriställchen, die ziemlich eng darüber ausgestreut sind, so daß das Tonsteinmaterial gelegentlich nur mehr in kleinen Lücken zwischen den Kalzitkristallanhäufungen zum Durchsicheren kommt. Die Karbonatkriställchen sind Rhomboeder, teils farblos, teils bräunlich wolkig getrübt; öfters führen sie einen bräunlichen rhomboedrischen Kern.

Tonstein von der Abziehsteingrube vom Spitzenberg bei Oberwiesen. (Obere Lebacher oder Schweisweiler Schichten). (Schliff Nr. 600.) (Textabb. 1.)

Am mikroskopischen Aufbau dieses Gesteins beteiligen sich eine teils gröbere, teils feinere Arkose mit einer Korngröße bis über 1 mm, und ein mit dem Messer nicht ritzbare, sehr feinkörniges Sediment, das in über 1 cm großen Gebilden in Ablagerungsmulden der Arkose abgesetzt ist. — Der Quarz der Arkose ist ein echter Tiefenquarz, aus einzelnen ineinander verzahnten Körnern aufgebaut, mit Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen und eckig umgrenzt. Das Feldspatmaterial der Arkose rekrutiert sich vorwiegend aus unfriischem Orthoklas und aus gegittertem Mikroklin. Glimmer (Muskovit) ist spärlich vorhanden. An ein paar Stellen ein vollkristallinisches

¹⁾ Vgl. über die Entstehung der Kieselsäureanreicherungen O. M. REIS (Erl. z. Bl. Kusel S. 134).

Fragment einer Porphygrundmasse und ein Sandsteinpartikelchen. Das Zwischenmittel ist feiner, verkieselter Detritus. — Die in den Ablagerungsmulden der Arkose angesammelten, oben diskordant abgeschnittenen feinkörnigen, kieseligen Absätze bestehen unter dem Mikroskop vorwiegend aus winzigen, wohl kieselig gebundenen Quarzkörnchen, überstäubt mit zum Teil limonitischem Erz.



Fig. 1.

Tonstein von der Abziehsteingrube vom Spitzenberg bei Oberwiesen (Schweisweiler Sch.)

Vierfache Vergrößerung eines Dünnschliffs. Gew. Licht.

In muldenförmigen Vertiefungen der fein- bis grobkörnigen Arkose ist ein sehr feinkörniger, vorwiegend quarzreicher Absatz eingelagert. — Die hellen eckigen Gebilde sind Quarz- und Feldspatkörner der Arkose, die dunkle kleine Partie links seitlich ist ein limonitisches Sandsteinfragment, die graulichen bis dunklen übrigen Partien sind die feinkörnigen Absätze.

Tonstein aus der Grenzregion der Olsbrücker-Soeterner Schichten; Wingertsköpfchen bei Heiligenmoschel. (Schliff Nr. 506.) (Tafel VII, Fig. 2.)

Der Schliff dieses Gesteins zeigt zwei verschiedene Lagen, eine, die man als Tonstein im eigentlichen Sinne bezeichnen kann, und eine andere, die die Bezeichnung Porphyrbrekzie verdient. — Das Tonsteinmaterial, vorwiegend quarziger Herkunft, ist dadurch gebändert, daß feinere und gröbere Lagen aufeinander folgen, wobei die gröberen sich langsam aus den feineren zu entwickeln scheinen. Eine haarscharf einsetzende Lage von feinstem Gesteinsdetritus schneidet die gröbere Tonsteinlage ab. Hierdurch entsteht eine feine Bänderung, die in anderen feinkörnigen Tonsteinen nicht selten gefältelt erscheint oder in den einzelnen Bändern durch kleine Sprünge verschoben ist; letztgenannte Erscheinung ist auch im vorliegenden Schliff zu ersehen. — An diesen Tonstein setzt ziemlich scharf ab der als Porphyrbrekzie bezeichnete Gesteinsanteil.

Der Hauptteil dieser Brekzie besteht aus bräunlichgelben, stark schlackigen Grundmassenpartien ohne besondere Struktur, die sehr spärliche, im übrigen wohl ausgebildete Quarzeinsprenglinge¹⁾ (0,5 mm) führen. Die Schlacken Hohlräume sind mit sekundären Quarzmikrolithen erfüllt. Vor diesen Partien treten andere Fragmente zurück, die sich aus eng aneinander gedrängten Quarzsphärolithen aufbauen, die ihre Herkunft von einem sphärolithischen Quarzporphyr ihrem ganzen Aussehen nach nicht verleugnen. Während diese Porphyrbestandteile dem Donnersbergporphyr anscheinend durchaus fremd sind, ebenso fremd, wie die weiter oben (S. 165) besprochenen mikroporphyrischen Gesteinsfragmente, erinnern weitere Partikeln unserer Brekzie schon mehr an den

¹⁾ In Taf. VII, Fig. 2 ist ein derartiger Quarzkristall gut erkennbar.

genannten Porphy in der kristallinischen, quarzreichen Grundmasse mit Einsprenglingen von Orthoklas und vererztem Biotit, wengleich auch hier die unmittelbare Nachbarschaft von kristallinischen Quarzkomplexen und strähnigen Partien (Quarz, optischer Charakter der parallelen Schnüre = +), nämlich entlasteten Grundmassesteilen, immer noch fremd anmutet. — Sonstige Bestandteile der Brekzie sind ein paar Quarze und Feldspäte; das Bindemittel ist verquarzter Gesteinsdetritus, der oft nur schwer von den in Quarzumbildung befindlichen Porphyrtteilen zu trennen ist.

II. Aus dem Oberrotliegenden.

Brekziöse Lage unter dem eruptiven Grenzlager. Schweisweiler. (Schliff Nr. 484.) (Tafel VII, Fig. 4.)

Dieses Gestein besteht unter dem Mikroskop aus stark vorwiegenden Brocken von einem eruptiven Gesteinsmaterial, das nach seinem Habitus, meist aus parallel angeordneten, also fluidalen Plagioklasmikrolithen aufgebaut, am besten als Porphyrit zu bezeichnen ist, wobei die Gesteinsfragmente einer vorwaltenden Grundmasse entstammen würden. Die anderen Bestandteile der Brekzie sind Tiefenquarzfragmente, etwas Feldspat, zum Teil gegitterter Mikroklin, chloritisierte Biotitfetzen und Eisenoxyd. Die Quarze zeigen sich verzahnt, gelegentlich auch granophyrisch mit Feldspat. — Das Hauptinteresse erweckt das porphyritische Gesteinsmaterial, das teils in völlig farblosen, des Erzgehaltes beraubten Fragmenten oder im Zustand der Chloritisierung vorhanden, teils sehr erzeich ist. Sie führen teils kleine Blasen, teils sind sie frei davon. Allen aber eignet die vorzügliche Fluidalstruktur der noch ziemlich frischen Feldspäthen. Zu diesen Fragmenten kommen noch chloritisierte, schlierige Gebilde, die ohne Zweifel auf vitrophyrische Gesteinspartikelchen bezogen werden dürfen. Die Umbildung des Glases zu Chlorit deutet hierbei wohl auf eine gewisse Basizität des Glases hin. — An einer Stelle ein Porphyritfragment.

Ganz ähnlich erscheinen unter dem Mikroskop die Brekzien von Schweisweiler, Aufstieg zum Thronfels, vom Spelzelkopf, vom „Pfarrwald“ bei Höchstatten u. v. a. O.

Brekzie aus den Soeterner Schichten, Daimbacher Hof bei Mörsfeld. (Schliff Nr. 627.)

Die Brekzie setzt sich zusammen aus eruptiven Gesteinspartikelchen, reichlich kristallinischen Kalkkomplexen, aus etwas klastischem Material (Quarz, Feldspat, Glimmer), beibrechendem Pyrit und Zinnober, das Ganze verkittet durch ein feinst kristallinisches, offenbar sekundäres Quarzaggregat. Die Eruptivgesteinsteilchen sind teils einem ehemals vitrophyrischen Porphy (mikroporphyrisch durch kleine Quarzchen), teils trachytisch-fluidalen (verkalkten) Porphyriten zuzurechnen. Schwefelkies und Zinnober finden sich in scharf begrenzten Gebilden innerhalb des sekundären Quarzaggregats, dieser öfters Hohlräume darin ausfüllend. Der Zinnober ist fast undurchsichtig, nur an dünneren Stellen blutrot gefärbt, im übrigen von taubrottem Stich; an gewissen Stellen hat er vorzüglichen Diamantglanz. Gegen den Schwefelkies tritt er zurück. Dieser, in Leistchen, Blättchen und rautenartigen Gebilden auftretend, ist offenbar eine Pseudomorphosenbildung nach Zinnober.

Andere Schliffe dieser Brekzie zeigen vorwiegend Urgesteinsdetritus, wieder andere sind in der Hauptsache zusammengesetzt aus tholeyitischem und porphyritischem Material (Schliff Nr. 494) nebst Tiefenquarz und -Feldspat. Die chloritisierten Porphyrite entsprechen völlig den vom Schliff Nr. 484 beschriebenen.

Brekziöser Tuff aus dem Grenzlager bei Wendelsheim (Wiesbachtal beim „Teufelsrutsch“)

(Schliffe Nr. 649 — 650 — 651 — 499 a u. b.)

Dieser Tuff wird zum erstenmal beschrieben von H. SCHOPP und W. SCHÖTLER (Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanst. z. Darmstadt. IV. Folge. 25. Heft. 1904. S. 69). — Von den im vorliegenden untersuchten fünf Proben sind die Proben 499 a und b Gemenge von meist rundlichen, zum Teil erzeichen, zum Teil chloritisierten Partikelchen von Vitrophyriten und Porphyriten mit großer Zartheit der Feldspatmikrolithen, mit gewöhnlich eckigen Quarz- und Feldspatkörnchen in einem schmutzig-grünlich gefärbten Bindemittel, das von Quarz infiltriert, sich aus dem staubförmigen Material der genannten Gemengteile zusammensetzt. — Schliff 651 besteht aus zwei Lagen, einem feinkörnigen Sandstein mit nur sehr spärlichen größeren porphyritischen Fragmenten, jedoch mit reichlichem Staub davon und einer hiervon deutlich abgesetzten Lage, die sich aus oft gerundeten Partikelchen von bräunlichen, glasreichen und schlackigen Gesteinen, meist mit deutlicher Fluidalstruktur der Feldspatmikrolithen, mit Quarz- und Feldspatkörnern aufbaut. Seltener sind an Randformen von Tholeyiten erinnernde Bröckchen, die vielleicht aus der Unterlage des Tuffs, einem blasenreichen Tholeyit stammen können. — Die bis mehrere Millimeter großen schlackigen porphyritischen und tholeyitischen Fragmente

von Schliff Nr. 649 sind meist intensiv braunrot, seltener schwarz durch den reichlichen Erzgehalt. Ein außerordentlich feines, erzbestäubtes tonsteinartiges Bindemittel (Quarz, Feldspat, Muskovit) breitet sich zwischen diesen Fragmenten und den übrigen quarzigen und feldspätigen Bestandteilen der Brekzie aus, nicht selten durch wechselnde Erzführung um die Brekzienbestandteile herum gebändert. An einigen Stellen, gewöhnlich in der Nähe stärker silifizierter Partien im Schliff, sind die dunkelbraunen Partikelchen vom Rande her zur Hälfte ausgebleicht, eine Erscheinung, die wohl auf den Silifizierungsvorgang zurückzuführen ist. — Schliff 650 weicht von dem eben besprochenen nur in der Armut an dunkelbraunen Eruptivgesteinspartikeln ab, die hier auch etwas weniger schlackig und reicher an Feldspatmikrolithen sind. Das Erz ist hier häufiger in kleinen Körnchen über die Fragmente ausgestreut.

Der große Reichtum an schlackigen, vitrophyrischen Gesteinspartikeln, die Beteiligung von tholeyitischem Material, das relative Zurücktreten blasenarmer, fluidaler Porphyrite, wie sie in den Brekzien im Liegenden des Grenzlagers so häufig sind, ihre Größe bis 5 mm, fällt in den fünf Schliffen auf.

Außer den oben erwähnten rundlichen Gesteinspartikelchen führen SCHOPP und SCHOTTLER S. 71 auch noch Bimsteine an, worunter sie anscheinend die etwas gröbere Blasen führenden, beim Zerbrechen konkav-bogig begrenzten Gesteinspartikelchen begreifen. Sie sind in den fünf Schliffen sehr selten. Ihre Form gibt Fig. 5 auf Tafel VII von einem anderen Fundpunkt wieder.

Porphyrgeröll aus dem Porphyrkonglomerat der Hochsteiner (Soeterner) Schichten. Hochstein, am Tunnel. (Schliff Nr. 612.)

Das Gestein dieses Gerölls ist bis jetzt am Donnersbergporphyr, dessen Masse es wohl entstammt, nicht bekannt geworden. In einer fast erzfreien, jedoch limonitisch bräunlich gefärbten Grundmasse aus einem feinst mikrogranitischen Quarzfeldspatgemenge mit zerstreuten Nestern von Mosaikquarz sind eingesprengt häufige, scharf umrissene Hexaeder von Quarz, kaum größer als 0,1 mm, wohlkristallisierte, ähnlich große Orthoklase, zum Teil als Karlsbader Zwillinge, daneben ein paar lamellierte Plagioklaskriställchen. — In Porphyrkonglomeraten aus diesen Schichten von anderen Fundorten wurden diese Mikroquarzporphyr-Gerölle ebenfalls festgestellt.

Aus dem Konglomerat im Liegenden des eruptiven Grenzlagers vom Cafels bei Norheim (Untere Nahe). (Schliff Nr. 607.)

Das Geröll entstammt einem schlackigen, porphyritischen Gestein, wie es bisher noch nicht an Pfälzer Ganggesteinen, darunter auch nicht am Lemberg vorgefunden worden ist. Zahlreiche, unregelmäßige, verdrückte, mit Kalk und Quarz erfüllte Blasen Hohlräume durchsetzen das Gestein, das in der Hauptsache eine trachytisch-fluidale und vorwaltende Grundmasse besitzt, worin spärliche, zu Gruppen aggregierte Feldspateinsprenglinge (Plagioklase) von sehr geringer Größe eingebettet liegen. An ein paar Stellen bemerkt man halbwegs kristallographisch umgrenzte Gebilde von goldgelbem Titanit, eng mit den Feldspatgruppen verbunden, augenscheinlich umgewandelter Augit. Erz ist spärlich und beschränkt sich auf gelegentliche Umgrenzung von Blasen in Gestalt wohlausgebildeter Magnetitkörner. — Ein Schliff eines anderen Gerölls (Nr. 150) erwies sich als ein Biotit-Hornblendevitrophyrit mit entglaster Grundmasse, wie er das Gestein des „Rehkopfs“, östlich vom Lemberg zusammensetzt. (Vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg.)

Das Bindemittel dieses Konglomerats (Schliff Nr. 699) besteht aus einem so innigen Gemenge von Porphyritpartikelchen der oben (Nr. 607) beschriebenen Art, daß man unter dem Mikroskop ein einheitliches Gestein vor sich zu haben glaubt. Klastische Gemengteile, darunter Orthoklase mit 1—2 mm Größe, sind spärlich.

Tuffige Einlagerung im eruptiven Grenzlager, Tierwasen bei Kirchheimbolanden. (Schliff Nr. 798.)

Der Schliff zeigt zwei scharf von einander getrennte Lagen, eine eisenoxydreiche, gebänderte Schicht einer feinkörnigen Arkose mit locker eingestreuten eckigen Fragmenten von Quarz und Feldspat in einem erzeichen, vorwiegenden Untergrund. Glimmer ist spärlich. Stellenweise sind in diesem Material Porphyritstäubchen eingelagert, fluidal struiert mit ziemlich enggescharten Feldspätchen, jedoch chloritisiert unter Verlust des Erzgehaltes. — Die zweite Lage ist eine Brekzie von Eruptivgesteinsfragmenten meist porphyritischer Natur mit Tiefenquarz und frischem Feldspat, von durchschnittlich über 1 mm Korngröße. Das Bindemittel ist ein arkosiger Detritus. Durch starke Erzanreicherung im Bindemittel, die auf die Eruptivgesteinsfragmente nicht übergreift, ist diese Lage örtlich gebändert. — Jene Fragmente, durchwegs ausgebleicht und infolge Chloritisierung grünlich, entstammen in der Mehrzahl blasenreichen Gesteinen, deren Feldspatmikrolithen ganz zurücktreten können. Derartige Fragmente, deren meist unregelmäßige Bläschen mit Chlorit erfüllt sind,

sind dann nur schwer deutbar, da gegenwärtig derartige Gesteinsausbildungen an Pfälzer Eruptivgesteinen nicht bekannt sind. — Porphyritische Fragmente vom Habitus der trachytischen Porphyrite des Grenzlagers im Liegenden des Tuffs sind sehr spärlich. Das Bindemittel der Brekzie ist etwas limonitischer, glimmerig schuppiger Gesteinsstaub.

Tuff über dem eruptiven Grenzlager (Hochsteiner oder Soeterner Schichten), Berghang bei der Rohmühle, Heiligenmoschel. (Schliff Nr. 262.) (Tafel VII, Fig. 5.)

Das Gestein, das unmittelbar über dem eruptiven Grenzlager ansteht, enthält vorwiegend Bestandteile aus dessen schlackiger Oberfläche¹⁾ nebst sedimentärem Material. — Die schlackigen Partikelchen sind glasreiche, vitrophyritische Gesteine, die in einer meist bräunlichen, sphärolithisch entglasten Grundmasse (Chz = —, Chalzedon) Einsprenglinge von kleinen, an den Enden häufig ausgefranst, also unfertigen Feldspäten und von sechseckig oder rautenförmig umgrenzten Gebilden enthalten, die, völlig in farblosen Serpentin oder in Kalzit umgewandelt, mehr auf Hornblende als auf Olivin schließen lassen. Auch die Feldspäte sind anscheinend in chloritischer Umwandlung begriffen, welche sie häufig fast isotrop erscheinen läßt. Die Umgrenzung dieser Vitrophyritpartikelchen ist eine teils scharfeckige, teils rundlich buchtige, eine Folge des Blasenreichtums der Tholeyitoberfläche, aus der sie durch Zertrümmerung entstanden sind. Der ursprüngliche Quarzbesteg der Blasen ist noch vorhanden, die Füllung natürlich verloren gegangen und durch anderweitiges Material des Tuffs ausgefüllt. — Außer diesem Vitrophyrit mit bräunlicher, lediglich entglaster Basis kommen noch Partikel vor, deren Basis völlig in indigoblau interferierenden Chlorit, unter Erzausscheidung, umgewandelt ist, wobei der Chlorit mit Schnüren von sekundären Quarzmikrolithen durchzogen ist. — Dieselben chloritischen, erzkörperführenden ehemaligen Gaspartien kommen auch ohne Feldspäteinsprenglinge für sich, als zweiter Bestandteil des Tuffs, vor. In diesem Material lagern staubförmige Partikelchen eines tonsteinartigen Materials (das Quarz und Glimmer erkennen läßt) und zwar meist in traubig-nierig abgerundeten, eigentümlich wolkig getrübbten Partien, die von einem Saum von sekundären Quarzkriställchen umgeben sind. Quarz durchtränkt auch diese Partien.

Der letzte Bestandteil des Tuffs wird gebildet von einem feinkörnigen, mit sekundärem feinkristallinischem Quarz durchsetzten Detritusmaterial aus Quarz, Feldspat, etwas Hornblende und grünlichem Biotit, das auch die ehemaligen Blasen Hohlräume der Vitrophyrite ausfüllt. An einer Stelle ist auch eine mit Chalzedon erfüllte Mandel aus dem Vitrophyrit in den Tuff eingebettet.

Tuff der Soeterner Schichten, südlich vom Tierwasen bei Kirchheimbolanden. (Schliff Nr. 799.)

Dieses Gestein ist dadurch bemerkenswert, daß als Eruptivgesteinsfragmente vorwiegend Partikeln von Porphyrgrundmasse auftreten, während die sonst allgemein vorkommenden Porphyrite fast völlig fehlen. Die eckigen Porphyritfragmente sind teils zu körnig angeordneten Quarzkomplexen entglaste, teils strähnige, farblose, zu feinstglimmerig-schuppiger Substanz umgewandelte Grundmasseteile, die keinerlei Einsprenglinge erkennen lassen. Die Fragmente dürften vielleicht randlichen Ausbildungen des Donnersbergporphyrs entstammen, der gegenwärtig diese Grundmassenentwicklung nicht mehr aufweist. — Neben diesen Fragmenten finden sich Quarze und verglimmerte Feldspäte granitischer Herkunft von ziemlicher Größe; daneben kommen noch Fragmente von sedimentärem, tonig-glimmerigem Material vor. Das Bindemittel ist ziemlich spärlich und silifiziert.

Tonsteinsandstein der Winnweiler Schichten; Bruch bei Dannenfels. (Schliff Nr. 518.)

Das Gestein ist mikroskopisch ein fast bindemittelfreier, sehr feinkörniger (0,02—0,05 mm) Sandstein, dessen gleichmäßig feines Korn sich nur stellenweise verdichtet. Mit diesen zu feinstem Quarzdetritus verdichteten Partien, die nicht nur lagen-, sondern auch butzenartig auftreten, sind mehrmals Quarzkörner vergesellschaftet, die teils eckig umgrenzt, teils abgerundet sind oder auch mannigfache Einstülpungen zeigen. Die beiden letzten Eigenschaften besagen deutlich ihre Herkunft aus Quarzporphyrit, in dem sie eingesprengt waren. — Verschiedene mit Limonit erfüllte quadratische Einschlüsse im Tonsteinmaterial sind wohl als umgewandelte Pyrite zu bezeichnen.

Mit diesem Tonstein hat große Ähnlichkeit ein Schliff eines Tonsteines der gleichen Schichten, über dem Grenzlager bei Hoeringen, in welchem Gestein Herr Dr. O. M. Reis wohlumgrenzte Quarz- und Granatkristalle entdeckte (vgl. S. 172).

¹⁾ Diese Oberfläche besteht aus einem an großen Blasen reichen Vitrophyrit, dessen Basis zu farblosen Chalzedonsphärolithen (Chz = —) entglast ist, dessen Feldspäteinsprenglinge fast völlig isotrop geworden und dessen dunkle Silikate vollkommen verkalkt sind.

Brekziöser Tonstein der Winnweiler Schichten, Dannenfels. (Schliff Nr. 623.)

Ist bei den meisten der untersuchten Tonsteine von den Olsbrücker Schichten aufwärts porphyrisches, an deren Aufbau beteiligtes Material nur schwer oder gar nicht zu erkennen, so treten hier schon makroskopisch Fragmente von Felsitporphyr aus dem Gestein hervor. Mikroskopisch besteht das Gestein vorwiegend aus Partien von runden bis rosettenartigen, lückenlos aneinander gereihten Quarzkörnchen, in einer Art, wie sie noch jetzt am Porphyr des Donnersberges als seltene Grundmasseausbildung zu beobachten ist. Feldspat scheint diesen, wohl Entglasungsprodukte darstellenden Partien ganz zu fehlen. Als Einsprenglinge wurden nur ein in Titanit-Leukoxenumbildung befindliches Glimmerblättchen und ein Porphyrquarz aufgefunden. — Verkittet werden diese Fragmente durch ein feinstes, sekundär verkieseltes Detritusmaterial aus den Porphyrfragmenten.



Fig. 2.

Aplitdurchtränkter grobkörniger Tholeyit aus dem Konglomerat von Altenbamberg.
Zweifache Vergrößerung eines Dünnschliffs. Gew. Licht.

Die hellen Leisten sind Feldspäte, die dunkelgrauen Partien Augitchlorit, die tief schwarzen scharf umgrenzten Gebilde Titaniseisenerz. Das rötliche aplitische Material ist nicht erkennbar; es ist zumeist im Augitchlorit verborgen.

Aplitdurchtränkter Tholeyit aus dem Konglomerat von Altenbamberg. (Schliffe Nr. 468, 470—473.)

Schliff 468 entstammt einem gabbroiden Tholeyit, der in ziemlich starker Verkalkung, besonders was den Augit anlangt, begriffen ist. Die nur örtlich verkalkten Feldspäte sind im übrigen von großer Frische. Frischer Augit ist, auch wo er nicht verkalkt ist, nicht mehr vorhanden. An ihn, wie auch an die Zwischensubstanz der Tholeyite, erinnert der zwischen den Feldspäten eingeklelte licht- bis dunkelgrüne Chlorit, der nicht selten in prächtig-frischen braunen Biotit umgewandelt ist. — Das Erz ist in Umwandlung zu Titanit begriffen. Von einer aplitischen Injektion ist in diesem Schliff nichts zu sehen.

Während diese Probe nichts besonderes Auffälliges zeigt und an eine aplitfreie, normale Ausbildungsform etwa des Tholeyits vom „Götzenfelsen“ bei Norheim erinnert, weichen die Proben Nr. 470—472 ganz erheblich von dem allgemeinen Typus der gabbroiden Tholeyite ab. Es handelt sich um Gesteine mit oft über einen Centimeter langen, dabei nur wenig über 1 mm breiten Feldspäten, die, verwachsen mit chloritisiertem Augit, geradezu in aplitischem Material schwimmen können. In Fig. 2 ist ein Schliff eines derartigen Gesteinsfragmentes in zweifacher Vergrößerung abgebildet.

Die Riesefeldspäte sind gewöhnlich nur spärlich lamelliert und weisen als optische Anomalität eine von den Rändern ins Innere wandernde, auf zonare Ausbildung deutende Auslöschung auf. Der Augit ist teils chloritisiert, teils unter Biotitbildung noch weiterhin verkalkt. Das großblättrige Titaniseisenerz ist in Umwandlung zu prächtigem Titanit begriffen.¹⁾ Das aplitische Magma ist wie in der Mehrzahl der in der Pfalz beobachteten Fälle ein makroskopisch rötliches, mikroskopisch bräun-

¹⁾ Sowohl die Feldspäte als auch der Augitchlorit werden von riesigen Apatitnadeln durchzogen, wie sie in normalen Tholeyiten auch nicht in annähernder Größe vorkommen.

lich-bestäubtes, mikropegmatitisches Gemenge von Quarz und Feldspat in oft zierlichster Entwicklung, das stellenweise durch Zurücktreten des Feldspatgehaltes in reinen Quarz übergeht. Die Feldspäte werden von dem Mikropegmatit in Fransenform umhüllt.

Was aber diesen Gesteinen ein besonderes Interesse verleiht, ist der Umstand, daß außer dem primären Aplitquarz noch ein von diesem verschiedener Quarz auftritt, der im Augitchlorit teils sich hexagonal abformt, teils mit wurzelartigen Fortsätzen in diesen hinein vordringt. Er schließt chloritisierte Fragmente in sich ein und ist gegenüber dem Mikropegmatit wohl abgegrenzt. Die riesigen Apatitnadeln des Augitchlorits schwimmen gewöhnlich zerbrochen im Quarz, während kleinere Formen darin unverändert eingeschlossen sind. — Hinsichtlich des Zeitpunktes des Eindringens von Quarz in den Augit kann mikroskopisch nur so viel gesagt werden, daß der Augit bereits schon in Chlorit umgewandelt gewesen sein muß, als der Quarz in ihn hineindrang. — Es erinnert dieses Phänomen völlig an die Verkieselung gewisser Tholeyite des mittleren Alsenztales, deren Augitgehalt ebenfalls völlig chloritisiert ist und wobei Quarz in der eben geschilderten Weise in Chlorit auftritt. Näheres hierüber werden die Erläuterungen zum Blatte Donnersberg bringen.

Schliff Nr. 473 stammt von einem aplitischen Gerölle aus dem Konglomerat vom Wingerthäuschen bei Altenbamberg. Die Ausbildung des Aplits entspricht völlig der, wie sie MTH. SCHUSTER, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz, Geogn. Jahresh. 1906, S. 60 beschreibt und abbildet. Der Aplit stellt ein Gemenge von wohlbegrenzten Orthoklas-(Mikroperthit-)Kristallen und Quarz, zum Teil in mikropegmatitischer Verwachsung dar. Ein wenig Biotit bricht bei.

Tuffiges Gestein, transgredierend gelagert auf Oberen Lebacher Schichten des Unterrotliegenden. Neuhof NW. von Schallodenbach. (Schliffe Nr. 664 — 797 — 800.)

Das Gestein, brekziös wie alle tuffartigen Gesteine aus Urgesteinsdetritus (recht frische Feldspäte!) und porphyritischem Material aufgebaut, weicht von den übrigen Brekzien im petrographischen Charakter des porphyritischen Bestandteils ab. Dieser, ziemlich hell, in Chloritisierung begriffen, mit gelegentlichen limonitischen Erzanreicherungen in der Grundmasse, erinnert auf das getreueste an das Gestein des intrusiven Porphyrits vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld, sowie an eine durch eine ältere Gesteinsprobe bekannt gewordene Gesteinsausbildung des Tholeyits von Kreimbach, nordwestlich von dem Neuhofer Tuffvorkommen, deren genauerer Fundpunkt leider nicht mehr bekannt ist. — Die Partikeln, in drei Schliffen fast durchwegs gleich entwickelt, führen in einer feinst-pilotaxitischen Grundmasse aus Feldspatmikrolithen, Augitchlorit und Erzkörnchen winzige (bis 0,5 mm große) Einsprenglinge von gestreiften, jedoch wenig schief auslöschenden Feldspätchen, die eine Richtung in der Anordnung einhalten. Stellenweise aggregieren sie sich zu kleinen Gruppen. Ursprünglicher, spärlicher Einsprenglingsaugit ist völlig chloritisiert. — Die große Menge dieser Fragmente läßt darauf schließen, daß sie wohl keiner schmalen Gangausbildung eines Porphyrits entstammen, sondern eher einer Randfazies des nördlich gelegenen Tholeyits von Niederkirchen, von dem bei Kreimbach ein völlig identisches Gestein bekannt worden ist und der nach einem Fund von Dr. O. M. REIS östlich von Niederkirchen eine weiselbergitische Randfazies aufweist.

Schlußbemerkungen zu dem „porphyritischen“ Bestandteil der Brekzien.

In kaum einer Brekzie im Bereich der Donnersberg-Haardt-Mulde, sei sie aus dem Liegenden des eruptiven Grenzlagere, diesem eingeschaltet oder aus dessen Hangenden, wird man gewisse Eruptivgesteinsfragmente vermissen, die in mehr als einer Hinsicht Fragen aufstellen. Wie schon auf S. 167 kurz ausgeführt, bestehen diese Partikelchen, die eine Größe bis zu mehreren Millimetern erreichen können, teils aus enggescharten, trachytisch-fluidal angeordneten Feldspatmikrolithen nebst sehr spärlichen Olivineinsprenglingen, teils sind sie glas- und blasenreiche Vitrophyrite, wobei alle möglichen Übergänge zwischen beiderlei Gesteinsformen vorkommen. Die Fragmente sind teils sehr erzeich und makroskopisch dunkelbraunrot, teils chloritisiert und grünlich, teils völlig erzfrei und dann weiß. Die drei Ausbildungsformen können in einem Dünnschliff in engster Nebeneinanderlagerung vorkommen.

Schon A. LEPPLA erwähnt¹⁾ diese Gesteinsfragmente, von denen „einige in ihrer stofflichen Beschaffenheit die größte Ähnlichkeit mit den basaltischen Melaphyren haben“, während „andere den Porphyriten zuzuschreiben sein mögen“. Jedenfalls seien „derartige Fragmente den Felsitporphyrtuffen fremd und auch keinesfalls aus einem zerstörten Felsitporphyr herzuleiten“.

Die Gesteinsfragmente wurden in der vorliegenden kleinen Abhandlung kurz als „Porphyrite“ bezeichnet, wegen ihrer teilweise unverkennbaren Ähnlichkeit mit den Porphyriten der Rheinpfalz, mit welchen sie die Fluidalstruktur der Grundmassfeldspäte und die Armut an Einsprenglingen teilen. Lediglich die große Feinheit der Feldspätchen unterscheidet sie von den hierin gröber entwickelten Pfälzer Intrusiv- und Effusivporphyriten. Ähnliches gilt für die vitrophyritischen Fragmente der Brekzien. — Nach der großen Verbreitung zu schließen, die diese Fragmente in den Brekzien haben, wie auch nach einer gewissen Konstanz der Ausbildung der glasarmen Partikelchen, entstammen sie offenbar größeren Gesteinskörpern, deren mehr randwärts gelegene Ausbildungsformen sie darstellen können; sie mußten zur Zeit der Transgression des Oberrotliegenden schon entblößt gewesen sein, da sie in den Brekzien dieser Epoche, zum Teil massenhaft, auftreten.

Gerade die Porphyritfragmente aus den brekziösen Gesteinen im Liegenden des eruptiven Grenzlagere erregen das meiste Interesse; die Porphyrite aus den Tuffeinschaltungen des Grenzlagere oder aus höheren Lagen sind weniger eindeutig, da sie ja ihr Material auch aus den in ihrem Bereich erfolgten Lavaergüssen bezogen haben könnten.

Welcher Art von Eruptivgesteinen mögen demnach die in den Brekzien im Liegenden des Grenzlagere vorkommenden Porphyritfragmente angehört haben?

In diesem Falle sind nach Herrn Dr. O. M. REIS, der der Frage nach der Herkunft des Materials der Tonsteine, Brekzien und Arkosen seit Jahren seine Aufmerksamkeit zuwendet²⁾, drei Möglichkeiten denkbar: einmal können die Fragmente einem Intrusivgestein des Pfälzer Sattels entstammen, zum andern aber von einem Vorläufer der großen Lavaergüsse um die Wende des Unter- und Oberrotliegenden herrühren, der in größerer Muldentiefe zur Effusion gelangt, zum Teil aufgearbeitet worden sein konnte, zum Teil von den späteren Effusionen transgredierend überdeckt worden wäre; die dritte Möglichkeit der Herkunft ist die von Intrusivgesteinen aus dem Südflügel der gegenwärtig fast völlig von Buntsandstein bedeckten Haardtmulde, wo theoretisch ebenso Intrusivgesteinsvorkommen möglich sind, als dort Muldenergüsse in der Tat stattfanden (Silz, Waldhambach, Albersweiler).

Der zweiten Annahme, der Herkunft der Porphyritfragmente von einem Effusivgestein könnte scheinbar die fluidale, die Vitrophyrit- und Schlackenstruktur der Partikel Vorschub leisten. Doch sei dem entgegengehalten, daß auch in intrusiven Gesteinen des Pfälzer Sattels fluidale und blasenreiche Ausbildungen nicht selten sind; so bestehen zum Beispiel der lange Intrusivlagerzug von Ruppertsecken zum Hintersteiner Hof, das ähnliche Vorkommen von Niederwiesen, Gesteine um Orbis (Vorholz) aus trachytisch-fluidalen Bildungen, die teils kusenit-, teils tholeytitverwand sind³⁾. Freilich zeigen sie in der Mehrzahl einen gröber entwickelten Fluß der

¹⁾ A. LEPPLA, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. Jahrb. d. K. pr. geol. L.-A. f. 1893. Bd. 14. S. 154.

²⁾ O. M. REIS, Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 118 u. 132; ferner: Erl. z. Bl. Kusel S. 131 u. 132.

³⁾ Auch vom Porphyrit des Donnersbergs und vom Porphyrit vom Lemberg, beides stockartige Gesteine, sind dem Verfasser durch Herrn Dr. O. M. REIS fluidale, orthophyrische Gesteine bekannt geworden.

Feldspäte als unsere Porphyritpartikelchen, wobei jedoch berücksichtigt werden muß, daß die gegenwärtig zutage liegenden Intrusivgesteine viel tiefere Gesteinsanschnitte darstellen, als zur Zeit der Transgression der Oberrotliegenden Schichten über die Sattelregion. Es ist sogar zu erwarten, daß die höheren randlichen Partien und Endigungen der Lagergänge gerade ein fein fluidales bis vitrophyrisches Gefüge gehabt haben. — Die Fremdartigkeit, mit der uns diese Porphyrite anmuten, wenn wir sie uns aus Intrusivgesteinen entstanden vorstellen, ist keine größere als die, mit welcher sehr viele Porphyrfragmente in gewissen Porphyrkonglomeraten uns gegenüberreten. Mit ihrer „mikroporphyrischen“ und vitrophyrischen Struktur (S. 165 u. 174), die sich am Donnersbergporphyr von heute nicht mehr wiederholt, weisen sie möglicherweise auf eine Herkunft von randlichen und höheren Zonen des Porphyrmassivs hin, wo am leichtesten eine mechanische Zerstörung der Gesteine und eine schließliche Konglomerierung der Bruchstücke stattfinden konnte. — Was jedoch besonders für die Zuteilung der in Frage kommenden Porphyrite zu Intrusivgesteinen spricht, das ist der Zustand der Umwandlung, in dem sie in den Brekzien eingelagert sind. Sie sind teils außerordentlich erzreich, teils jedoch mehr oder minder erzfrei und dann in Chloritisierung begriffen.

Von vorneherein muß mit Herrn Dr. O. M. REIS, der den Verfasser auf die auffällig verschieden umgewandelten Fragmente besonders hinwies und welchem die Frage nach der Art der Umwandlung von Wichtigkeit ist, angenommen werden, daß die äußerlich so verschiedenen Porphyritfragmente schon in so umgewandeltem Zustande der Brekzie einverleibt wurden und nicht erst später eine so abweichende Umwandlung erfahren haben. Liegen doch, wie Fig. 4 auf Tafel VII zeigt, beiderlei Gesteinsfragmente, die sich sonst in nichts voneinander zu unterscheiden brauchen, oft nebeneinander im Schliff.

Was die erzreichen Porphyritfragmente betrifft, so muß betont werden, daß lediglich die zwischen den Feldspatmikrolithen befindliche, wohl ehemals glasige Grundmassesubstanz und eventuelle Olivineinsprenglinge so reich an schwarzen Erzkörnchen sind, daß sie völlig undurchsichtig werden können. Die nicht auffällig veränderten Feldspäthen bilden dann helle Durchbrechungen der dunklen Matrix.

Unter den Eruptivgesteinen der Rheinpfalz sind zweierlei Arten der Erz-anreicherung mikroskopisch bekannt geworden, von denen die eine die am weitesten verbreitete ist. Diese ist die „Vererzung“ des Gesteins durch eine von dem normalen Verwitterungsprozeß augenscheinlich durchaus abweichende Umwandlung, eine besonders an glasführenden Gesteinen sehr häufige Erscheinung. Da die intrusiven Gesteine von heute weniger häufig Glas führen, als die effusiven, ist sie bei jenen weniger auffällig. Sehr deutlich zeigen sie aber gewisse glasige bis spilitische Gesteine, z. B. aus dem Grenzlager der Wendelsheimer-Mörsfelder Effusivmasse (Finkmühle—Wingertsköpfchen bei Heiligenmoschel). Der primäre Erzgehalt des Grundmasseglasses und etwaiger farbiger Silikate wirkt, wie vielfach an Eruptivgesteinen der Rheinpfalz beobachtet werden kann, offenbar begünstigend auf die Vererzung ein, dadurch, daß er als den Kristallisationszentren vergleichbare Niederschlagsmittelpunkte für durchziehende eisenhaltige Lösungen wirkt. — Was das Erz selbst anlangt, so handelt es sich augenscheinlich um Eisenoxyd, das in der Aufsicht rötlich, in der Durchsicht schwarz erscheint.

Die zweite Möglichkeit der Erzanreicherung ist die durch endogene Kontaktmetamorphose in schmalen Gangbildungen, die nur in ein paar Fällen geringfügig entwickelt beobachtet wurde (z. B. Kuselitagang S. von Niederkirchen). Das hier an-

gereicherte Erz ist jedoch magmatisch ausgeschiedenes Magneteisenerz. Bei der großen Verbreitung der Porphyritfragmente dürfte diese Annahme hinfällig sein.

Die hellgefärbten erzarmen bis erzfreien Porphyritpartikelchen stellen gewissermaßen das Gegenstück dar zu den vererzten, insofern als sie wohl auch der Umwandlung anheimgefallen sind, die jedoch auf eine Entfernung ihres primären Erzgehaltes hinauslief. Das wurde bewirkt durch die Chloritisierung des Grundmasseglasses, bei welchem Prozeß das in demselben verteilte Erz mehr oder weniger zur Bildung des Chlorits aufgezehrt wurde.¹⁾ Es haben daher sämtliche durch diese Umwandlung „enterzte“ Partikelchen einen verhältnismäßig deutlichen Stich ins Grünliche. Da durch weiter fortschreitende Umwandlung auch der Chlorit fortgelöst werden kann, können recht hellgefärbte Partikelchen entstehen, besonders dann, wenn das einstige Glas nur in Häutchenform zwischen den Feldspäten eingeklemmt war. Die Chloritisierung nicht nur der Grundmasse, sondern auch der dunklen Silikate, ist heute eine besonders bei den zu Tage kommenden Kuseliten, Porphyriten und glasführenden Tholeyiten weitverbreitete Erscheinung der Verwitterung. Ob sie jedoch in jedem Falle als Vorgang der normalen Verwitterung der Gesteine aufzufassen ist, oder ob nicht besondere Verhältnisse eine Rolle spielen — es sei nur an die Kuselite erinnert, die bei aller sonstigen Frische auch im tieferen Inneren kaum einmal einen anderen als chloritisierten Augit enthalten, sowie an gewisse Quarz führende, äußerlich frische und doch völlig chloritisierte „Pseudokuselite“ (Tholeyite) der Gegend des mittleren Alsenztales²⁾ — das kann nicht ohne weiteres entschieden werden.³⁾

So würde sich aus dem Mitgeteilten ergeben, daß die Porphyritfragmente bereits Umwandlungsvorgängen ausgesetzt waren, ehe sie zum Aufbau der Brekzien mit verwendet worden sind. Sie können daher wohl nicht zerstörten Teileruptionen aus den tieferen Muldenbereichen, wo jene zur Zeit der Brekzienbildung geologisch noch sehr jung waren, zugerechnet werden. Sie weisen mit größerer Sicherheit auf zerstörte Teile von Intrusivmassen, wohl im Pfälzer Sattel, hin, vielleicht kuselitischer oder porphyritischer Natur, wie das Gestein von Ruppertsecken, das nur seine Mikrostruktur zu verfeinern hätte, um der Mehrzahl der Porphyritfragmente gleichzukommen.

Nicht mit derselben Häufigkeit scheinen Eruptivgesteinsfragmente anderer Herkunft aus dem Sattel in den Brekzien zu sein, Porphyr-, Tholeyit- und Melaphyrfragmente. Während die Porphyrpartikelchen durch ihren Quarzreichtum und ihre Erzarmut der Vererzung oder Chloritisierung nicht anheimgefallen sind, zeigen die beiden übrigen dieselben Erscheinungen der Umwandlung, wie sie oben geschildert worden sind. Strukturell sind auch diese Gesteinsfragmente (besenförmige Ausfransung der Feldspäte bei den Melaphyren, Neigung zu fluidaler Anordnung der Feldspäte bei Tholeyiten) randliche Gesteinsausbildungsformen und zwar von Tholeyit-intrusivgesteinen.

¹⁾ Es können als Reste des ehemaligen titanhaltigen Eisenerzes (meist Titanmagnetit) kleine Titanit- bzw. Leukoxenkörnchen übrig bleiben.

²⁾ Worüber in den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg Weiteres gebracht wird.

³⁾ Man wird natürlich auch hier und da Entfärbungserscheinungen an erzreichen Porphyriten beobachten können, die augenscheinlich im Anschluß an die Silifizierung des brekziösen Gesteins eintraten (z. B. Schliff Nr. 649 vom Tuff am „Teufelsrutsch“ bei Wendelsheim S. 175). In solchen Fällen läßt sich auch bei kleinen Fragmenten der Übergang aus dem unveränderten, erzreichen in den erzärmeren, ausgebleichten Zustand gut beobachten. Die Erscheinung hält sich immer in bescheidenen Grenzen.

Eruptive Gesteinsfragmente aus Konglomeraten im Liegenden des Grenzlagers der Nahemulde deuten sowohl auf Intrusivtholeyite als ihr Muttergestein hin, als auch auf kuselitische (weiselbergitische), melaphyrische bis biotitporphyritische Gesteine (Typus Lemberg); aber auch hier sind die Fragmente meist abweichend entwickelt von dem jetzigen Strukturzustand der Intrusivgesteine. Insbesondere die auf das Lemberggestein zurückzuführenden Gerölle zeigen einen Habitus, wie er sich in den jetzigen Ausbildungsformen dort nur mehr vereinzelt oder überhaupt nicht mehr kundgibt.

Dieselben porphyritischen Gesteine, wie sie in der Donnersberg-Haardtmulde in Brekzien im Liegenden des Grenzlagers auftreten, finden sich, wenn auch weniger häufig, sowohl in den tuffigen Einschaltungen desselben, als auch im Hangenden, wobei sie meistens vererzt erscheinen. Die Zuteilung dieser Gesteine zu einem Muttergestein ist aber hier etwas schwieriger, da ein Teil des Grenzlagers und das Hochsteiner Gestein porphyritisch entwickelt sind, Schlackenoberflächen mit vitrophyrischer Struktur besitzen und demnach den Porphyriten in den Brekzien recht ähnlich werden können. Daß in Brekzien über einem Erguß Teile von der Oberfläche des unterlagernden Gesteins tatsächlich vorkommen, läßt sich auch mikroskopisch (z. B. recht schön am Gestein von der Rohmühle bei Heiligenmoschel; Schiff Nr. 262, Fig. 5, Tafel VII) nachweisen. Ihre stratigraphische Verbreitung ist von Herrn Dr. O. M. REIS vielfach im Felde festgestellt worden.

Nachtrag.

Es seien hier noch einige Gesteine behandelt, welche Herr Dr. OTTO M. REIS in letzter Zeit gesammelt hat; es sind Rheinpfälzer Tonsteine und Gerölle, die in mehrfacher Hinsicht interessant sind. Besonders hervorzuheben sind die Gerölle aus dem Liegendkonglomerat des Grenzlagers an der unteren Nahe, die ein Licht auf die petrographische Vielgestaltigkeit des Lembergporphyrits werfen, so wie er zur Zeit der Wende von Unter- und Oberrotliegendem zutage trat; es zeigen sich Strukturen, wie sie in jetzigen Aufschlüssen nicht mehr zum Ausdruck kommen.

Tonstein aus den Soeterner Schichten. Soetern. (Schliff Nr. 804.)

Die Hauptmasse dieses Tonsteins besteht in einem, auch an den gewöhnlich etwas dünneren Schliffrändern nicht deutlich zerlegbarem, feinstkristallinischem Aggregat, wohl vorwiegend von sekundärem Quarz nebst winzigen Fläscherchen von Muskovit. In diesem Untergrund, der in lappig-buchtig umgrenzten Stellen eine Vergrößerung des Kornes des sekundär zugeführten Quarzes zeigt, liegen eingebettet nicht gerade häufige eckige Quarzfragmente und reichlichere, zu serizitischem Glimmer ausgebleichte Biotitfläscherchen. Kleine, zum Teil prismatische, durch sekundären Quarz ausgefüllte Gebilde sind vielleicht auf ehemaligen Feldspat zurückzuführen. An manchen Stellen finden sich kleine Würfelchen von Eisenoxyd mit einem gelblichen Saum, wohl Pseudomorphosen nach Pyrit.

Im Schliff ist ein etwa $\frac{1}{2}$ cm großer Einschluß eines arkoseartigen Gesteins zu bemerken, mit weit vorwiegendem Quarz, sehr wenig Feldspat und einem zum Teil strähnigen, seladonitartigen grünen Mineral als Bindemittel, das sich um die Arkosebestandteile herumschmiegt, nicht unähnlich der Faserhornblende eines Amphibolits.

Brekziöser Tonstein im Hangenden des Grenzlagers. Winnweiler. (Schliff Nr. 804a.)

Das brekziöse Gestein setzt sich zusammen aus Fragmenten von Quarz, verschwindend wenig Feldspat, Glimmerlamellen, sehr reichlichem Porphyrdetritus und Stücken von Schieferthon. Der Quarz bildet winzige Splitterchen bis 1 mm große, stets scharfkantig begrenzte Körner, vom Aussehen des Porphyrquarzes. Sie zeigen gelegentlich noch Kristallform und sind reich an großen Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen, ähnlich denen in den Porphyren vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegs-

feld und von Eberburg. Feldspatfragmente sind so spärlich, daß man nach ihnen suchen muß. Die wenigen Partikelchen sind ziemlich frische Plagioklase. Biotitlamellen sind nur ganz selten noch frisch und nelkenschwarz, die übrigen, nicht allzureichlichen Blättchen sind ausgebleicht und zerfasert. Neben dem Glimmer findet man an ein paar Stellen noch feinststrähnige, farblose Partien, die sehr an Hygrophilit erinnern. Dunkle Erzkörnchen fehlen nicht. — Ganz besonders häufig ist Porphyrdetritus der verschiedensten Art im Schliff vertreten, so häufig, daß sein Material auch das Bindemittel der Brekzie abgibt. Einsprenglinge fehlen den Porphyrtitelchen völlig. Man bemerkt mikropoikilitische Grundmasseiteilchen, wie sie noch heute die Pfälzer Porphyre zeigen, mosaikartig miteinander verbundene Quarzkörnchen, die als Entglasungsprodukte von Grundmassebasis gedeutet werden und mikrogranitische Quarz-Feldspatgemenge, wie außer den Porphyren auch noch der Lemberg-Porphyr aufweist.

Einige Fragmente eines feinstkörnigen Tonschiefermaterials verdienen besondere Erwähnung. Es sind limonitisch dunkle, quarzreiche Gebilde, von denen das größte mit haarscharfer Kante gegen das übrige Brekzienmaterial abgesetzt ist und momentan den Eindruck einer Ausfüllung einer Ablagerungsmulde im Gestein macht. Diese gerade Kante ist reicher limonitisch getönt, wobei die Tönung sich langsam von der Kante weg verliert. Interessant ist das Hereinragen eines entglasten, feinstquarzigen Porphyrfragments in das Schiefermaterial unter Durchbrechung der scharfen Kante und die Führung von sphärolithischen Quarzaggregaten in Lücken dieses Gesteins.

Quarzporphyritgeröll aus dem Konglomerat von der Basis des Grenzlagers. Bockenau. (Schliff Nr. 801.)

Zahlreiche Plagioklaseinsprenglinge, bis 3 mm groß, spärliche eingesprengte Quarze (2 mm) und Reste von Biotitplättchen schwimmen in einer feldspatreichen, fluidal struierten Grundmasse. Das Gestein ist sonach als Quarzbiotitporphyrit zu bezeichnen und entstammt wohl dem Gestein des Lembergmassivs, das jedoch eine derartige Grundmassestruktur in seiner gegenwärtigen Verbreitung (einem tieferen Anschnitt des Massivs) nicht mehr aufweist. Nur gewisse orthopyrische Entwicklungsformen des Lemberggesteins erinnern in der trachytischen Grundmasseausbildung an die des Gerölls. — Die meist gedrungenen, des öfteren zu Gruppen vereinigten Plagioklaseinsprenglinge, anscheinend wenig basisch, sind in Verkalkung und Chloritisierung begriffen; das gleiche gilt von den spärlichen nicht gestreiften, wohl orthoklastischen Feldspateinsprenglingen. — Die meist etwas rundlichen Quarze, die eine Winzigkeit der mikrolithischen Grundmassefeldspäte erreichen können, sind nicht spärlich. — Die häufigen Biotitblättchen sind mehr oder minder stark in Erz und Chlorit umgewandelt; kleine grüne, serpentinierte Prismen deuten auf ehemaligen rhombischen Augit hin, während von monoklinem Pyroxen im Schliff keine Reste zu finden sind. — Die fluidale Grundmasse hält in ihrer Feinheit die Mitte zwischen der trachytischen der Orthopyre und der pilotaxitischen bis hyalopilitischen der Weiselbergite. Sie ist vorwiegend feldspätiger Natur, wobei die Feldspäpchen die Einsprenglinge zierlich umfließen; stellenweise reichliche limonitische Bestäubung färbt sie bräunlich. — Die relativ großen Apatitprismen (0,15 mm) in der Grundmasse fallen hier ebenso auf, wie in Schliffen des Lembergporphyrits und auch des Grenzlagergesteins der unteren Nahe.

Quarzporphyritgeröll mit Diabaseinschluß aus dem Konglomerat an der Basis des Grenzlagers von Bockenau. (Schliff Nr. 802.)

Das mikroskopische Bild des Quarzporphyrits ist ein ähnliches wie bei Schliff 801; nur erkennt man hier noch seltene gedrungene, monokline Augite, ganz chloritisiert oder verkalkt; auch die Grundmasse zeigt nur Andeutung von fluidaler Struktur, meist läßt sich das dichte Feldspatfilz derselben kaum mehr entwirren. Es mag dies vielleicht auf ehemalige, entglaste Basis hindeuten. — Der Diabaseinschluß im Geröll ist recht unfrisch und läßt nur mehr meist schmale divergentstrahlige angeordnete Plagioklasleisten (mit sehr geringen Auslöschungsschiefen) und an Orthopyroxen erinnernde serpentinierte grüne Körnchen und Prismen erkennen. Ehemals ophitisch mit den Feldspäten verwachsener Augit ist völlig verkalkt. Ob eine Zwischensubstanz vorhanden, läßt sich nicht mehr erkennen, so daß eine sichere Entscheidung, ob ein Tholeyit oder ein älterer Diabas in dem Einschluß vorliegt, nicht möglich ist. Primäres Magnetisenerz ist reichlich.

Tholeyitgeröll aus dem Konglomerat an der Basis des Grenzlagers von Bockenau. (Schliff Nr. 803.)

Ein olivinreicher Tholeyit vom allgemeinen Typus der fein- und gleichmäßigkörnigen intrusiven Olivintholeyite. Das Gestein ist stark zersetzt. Die schlanken Feldspäpchen, die sehr gering schief auslöschten, jedoch deutlich gestreift sind, sind zwar noch relativ frisch, ganz chloritisiert und verkalkt sind jedoch der Augit und die Zwischenmasse, während der Olivin serpentiniert und vererzt ist. Das Gestein ist durchsetzt mit winzigen, bei der Umwandlung jener entstandenen Titanitkörnchen.

Verkieselter Tholeyt aus dem Basalkonglomerat des Gangelsberges. (Schliff Nr. 805.)

Die ehemalige Struktur des Gesteins, eine feinkörnige, vitrophyritische Ausbildungsform eines Tholeyits, ist nur bei gewöhnlichem Lichte noch erkennbar. Mit Ausnahme der Feldspäte sind nämlich alle übrigen Bestandteile durch zugeführtes Erz schwarz bis bräunlich und lassen die Feldspäte als helle Leisten hervortreten. Stellenweise bemerkt man auch noch nicht vererzte chloritische Grundmassereste und Spuren von Augit und Olivin. — Bei gekreuzten Nicols erweisen sich die farblosen Gesteinsanteile mehr oder minder stark in Umwandlung begriffen, die in den Anfangsstadien durch gesunkene Interferenzfarben der Feldspäte sich zu erkennen gibt und teils auf eine Chloritisierung, teils auf eine Verquarzung hinausläuft. Die beiden Umwandlungsarten sind, wenn nicht eine leicht grünliche Färbung die Diagnose erleichtert, oft sehr schwer auseinanderzuhalten, da beide Umwandlungsprodukte in feinstkristallisierten Aggregaten auftreten.

Gerölle aus dem Liegendkonglomerat des Grenzlagers vom Rehkopf an der unteren Nahe.**1. Bronzitporphyrit. (Schliff Nr. 806.)**

Spärliche Einsprenglinge von Plagioklasen mit breiter Lamellierung und nicht mehr ganz frisch (1 mm) sind nebst seltenen Olivinen und sehr reichlichen Orthopyroxenprismen (wohl Bronzit) eingebettet in eine hypidiomorphe, plagioklas- und quarzreiche Grundmasse. — Der Bronzit bildet meist schlanke, mit stumpfen Pyramidenflächen begrenzte, völlig in Bastit oder Chlorit umgewandelte Prismen (0,1 mm und darunter). Stellenweise sind die Kristalle auch durch Kalk oder durch Quarz ersetzt, der ziemlich reichlich auch sonst im Schliff vorkommt. Vielfach geht die Umwandlung der chloritisierten Prismen zu Eisenoxyd weiter, in welche Substanz auch der einzige an Olivin erinnernde Einsprengling (1,5 mm) umgewandelt ist. Die Grundmasse ist ein reichlich mit Erzkörnchen überstreutes hypidiomorphes Gemenge von recht frischen Plagioklasbälkchen und reichlichem Quarz, der zwischen jenen ausgebreitet ist. Ob der Quarz primär ist, nach Art der Kuselite, denen dieses Gestein jedenfalls nahesteht, ob entstanden durch Entglasung einer ehemaligen Basis, läßt sich nicht sicher mehr feststellen. Jedenfalls läßt er sich von dem sekundär zugeführten Quarz, der meist in Mosaikform auftritt, ziemlich gut auseinanderhalten.

2. Biotitporphyrit mit hyalopilitischer Grundmasse. (Schliff Nr. 807.)

Beim ersten Anblick dieses Gesteins, ohne Berücksichtigung des geologischen Vorkommens, glaubt man, einen typischen Vertreter des Grenzlagerporphyrits von der unteren Nahe vor sich zu haben. Äußerlich ähnelt es übrigens durch die rote Färbung und die zahlreichen Feldspateinsprenglinge dem Vitrophyrit vom Rehkopf, welche Ansicht Herr Dr. O. M. Reis aussprach. Es unterscheidet sich jedoch von ihm durch die Grundmasse, die bei jenem rein glasiger Natur ist. Jedenfalls gehört das Gestein zum Lembergporphyrit; es ist wohl eine mehr randwärts gelegene Modifikation desselben oder eine gangartige Ausstrahlung davon. Das Gestein ist charakterisiert durch reichliche Einsprenglinge von gedrunenen, wohlumgrenzten Plagioklasen, die in Verkalkung begriffen sind; ferner durch seltenere, zum teil vererzte Biotitblättchen in einer durch Eisenoxydbestäubung bräunlichen, reichlichen Grundmasse aus zierlich die Einsprenglinge umfließenden Feldspatmikrolithen in dichter Anordnung. Glasbasis dürfte sich in Häutchenform zwischen den Feldspäthen verbergen. Gewisse, völlig verkalkte Kristallgebilde erinnern an Querschnitte von gedrunenen Augiteinsprenglingen. Die Grundmasse, in der nur wenige Magnetitkörnchen eingesprengt sind, führt dieselben gedrunenen Apatitprismen (0,25 mm), bläulich, pleochroitisch und mit Flüssigkeitseinschlüssen, wie sie dem Lembergporphyrit (allerdings mit diesem auch dem Grenzlagergestein an der unteren Nahe) eigen sind. Diese Ausbildung von Apatit kommt in den übrigen Pfälzer Eruptivgesteinstypen nichtmehr vor.

Diesem Gestein ähnelt das von Schliff 809, nur ist die Grundmasse weniger schön hyalopilitisch entwickelt, und nicht bräunlich bestäubt. Sekundärer Quarz tritt in körnigen Aggregaten und in Lücken der Feldspäte auf.

Zwei weitere Schriffe von Geröllen (811 und 812) stimmen in den Einsprenglingen mit den beiden vorhergehenden überein. Die pilotaxitische bis hyalopilitische Struktur jedoch ist von viel größerer Zartheit. Der Reichtum an gedrunenen, großen Apatitprismen stellt diese Gesteine neben den übrigen Lembergporphyritausbildungsformen.

An die vier Gesteine schließt sich das Gestein eines Geröls (Nr. 810) an. In ihm ist die Grundmasse so fein hyalopilitisch und schlierig felsitisch, daß sie wohl als ein Entglasungsprodukt aufgefaßt werden muß. Die auffällig großen Apatite fehlen hier ebensowenig, wie in den übrigen Proben. Unregelmäßige Mandeln sind mit farblosen bis bräunlich bestäubten Chalzedonsphärolithen und Kalzit erfüllt.

Die skizzierten Gesteine sind völlig frei von Quarzeinsprenglingen, an denen das Lemberggestein, in den Übergangsformen zum Quarzporphyr, reich werden kann. (Vgl. Schliff 801.) Sie stellen demnach basischere Ausbildungsformen des lembertischen Haupttypus' dar.

3. Augitporphyr mit hypokristalliner Struktur. (Schliff Nr. 808.)

Der Mineralbestand dieses Gesteins ist: Plagioklas, Augit und Olivin, sämtliche, mehr oder minder stark zersetzt, als Einsprenglinge auftretend und eine ziemlich reichliche Grundmasse aus Feldspatmikrolithen, etwas Augit und Glasbasis. Das Gestein führt Mandeln.

Die gedrunghenen Plagioklaseinsprenglinge sind häufig vom Inneren aus in Chloritumwandlung begriffen; völlig chloritisiert und verkalkt ist der Augit, der nur mehr an den Kristallumgrenzungen erkennbar ist, und der Olivin, der gelegentlich sich zu Butzen aggregiert. — Auf Orthopyroxen hindeutende langprismatische, in Faser serpentin umgewandelte Kristalle sind seltener. — Die Grundmasse wird gebildet von gedrunghenen, meist intersertal, weniger fludial angeordneten Plagioklasbälkchen und chloritisierten Bronzitkriställchen, sowie einer dazwischen eingeklemmten Glasbasis, die stellenweise zunimmt, so daß sich die Grundmasse der der basaltischen Melaphyre nähert. Die unregelmäßig verdrückten Mandeln besitzen einen Kern von Sphärolithchlorit und eine Wandbekleidung von Kalk.

Tafelerklärung.

Fig. 1. Sphärosideritischer Tonstein von der Grenze der Lebacher und Kuseler Schichten. Nordhang des Eschenwaldes bei Imsweiler. (Text S. 173.) Vergr. 20fach. Gew. Licht.

Ein gleichmäßiges feinkörniges Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer, über das (im Bilde nicht sichtbar) Karbonatrhomboederchen ausgestreut sind. Stellenweise (im Bilde rechts oben) sind die Karbonatkriställchen verockert und treten so dunkel im Bilde hervor.

Fig. 2. Tonstein aus der Grenzregion der Olsbrücker-Soeterner Schichten. Wingertsköpfchen bei Heiligenmoschel. (Text S. 174.) Vergr. 23fach. Gew. Licht.

Im Bild ist die Grenze getroffen zwischen der tonsteinartigen Lage und der Porphyrbrekzien-Schicht des Gesteins. Diese, schlackig-porös entwickelt, führt sehr spärliche wohlentwickelte Quarzeinsprenglinge, von denen einer genau an der Grenze der beiden Gesteinslagen angeschnitten ist.

Fig. 3. Aus dem Tonstein der Oberen Kuseler Schichten bei Rehborn. (Text S. 164 u. 173.) Vergr. 28fach. Gekreuzte Nicols.

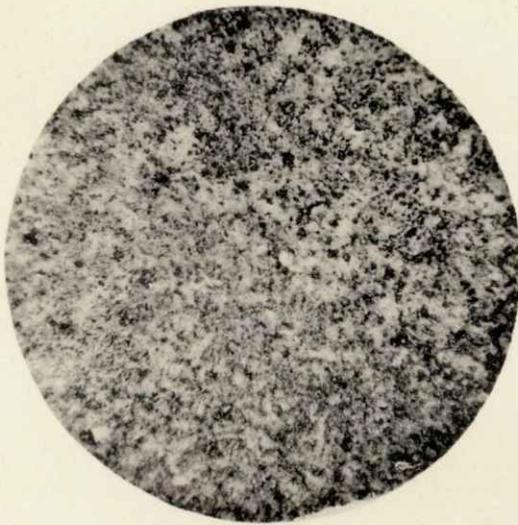
Das Bild zeigt die scharf umrissenen hexagonalen Gebilde von amorpher Kieselsäure, schwarz infolge ihrer Isotropie, verstreut im Kalzit. Die helleren Stellen bedeuten Stellen der Interferenz, die dunkleren solche der Auslöschung im Kalzit.

Fig. 4. Brekziöse Lage unter dem eruptiven Grenzlager. Schweisweiler. (Text S. 167 u. 175.) Vergr. 13fach. Gew. Licht.

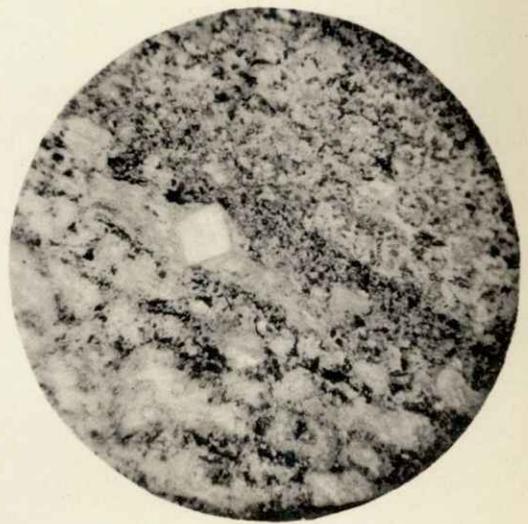
Im Bild fallen am oberen Rande drei größere Fragmente auf, Porphyritpartikelchen, von denen das linke erzfrei und völlig chloritisiert ist, während die beiden anderen sehr stark vererzt sind. In einem derselben erkennt man Feldspatmikrolithen und kleine Blasen. Die übrigen dunklen Gemengteile sind ebenfalls porphyritisch bis vitrophyritisch (links am Rande). Die hellen eckigen Fragmente sind Quarz, die leicht graulich getönten Fragmente, z. B. in der Mitte des Bildes, sind Feldspäte.

Fig. 5. Tuff über dem eruptiven Grenzlager. Berghang bei der Rohmühle. Heiligenmoschel. (Text S. 169 u. 177.) Vergr. 23fach. Gew. Licht.

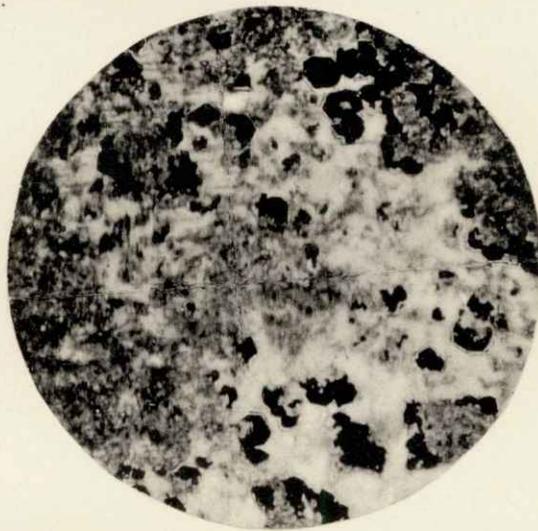
Man erkennt im Bild zwei eruptive Gesteinspartikel (Vitrophyrite), ein dunkleres (links unten) und ein helleres rechts oben. Während dieses in Chloritisierung begriffen ist und deshalb hell erscheint, ist die vorherrschend glasige Grundmasse des dunkleren Fragments frisch und nur durch primären Erzgehalt bräunlich. Die Fragmente führen rundliche Blasen; die konkav-bogige Begrenzung jener ist auf den Blasenreichtum derselben zurückzuführen. Die Gesteinssubstanz zwischen den beiden Partikeln wird von chloritischen, ehemaligen Glaspartien und von einem tonsteinartigen Material gebildet, das, in Fragmente aufgelöst, von sekundärem Quarz umhüllt wird (über dem dunkleren Gesteinsfragment).



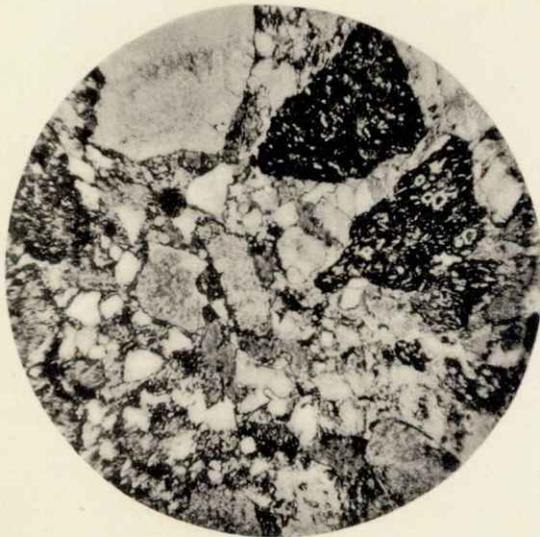
1.



2.



3.



4.



5.

Beziehungen zwischen geologischem Aufbau und erdmagnetischen Messungen im rechtsrheinischen Bayern.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

(Mit Tafel VIII.)

I. Allgemeines.

Im XXI. Jahrgang dieser Jahreshefte habe ich den Versuch unternommen, eine Parallele zwischen Neumeyers erdmagnetischen Ortsbestimmungen der Rheinpfalz und den geologischen Verhältnissen zu ziehen. Die Hauptergebnisse dieser Untersuchungen waren — sieht man von den Störungen, die die eruptiven Gesteine mit sich bringen und die gelegentlich sehr beträchtlich sein können, ab —, daß erstens nahe den Verwerfungen die erdmagnetischen Elemente größere Abweichungen von den normalen Werten erkennen ließen und daß ferner an den Kontaktzonen chemisch verschieden zusammengesetzter Formationen, wie z. B. Muschelkalk und Buntsandstein, Kräfte ausgelöst werden, die ebenfalls eine größere Beeinflussung dieser Elemente bewirken. Zieht man in Betracht, daß im rechtsrheinischen Bayern die geologischen Linien weitaus größere Dimensionen annehmen wie in der Pfalz und daß der Aufbau durchaus nicht einfacher wie dort ist, so müßten sich auch hier größere Differenzen in den erdmagnetischen Elementen einstellen.

In der Mitte des vergangenen Jahrhunderts hat LAMONT¹⁾ das rechtsrheinische Bayern einer genauen magnetischen Untersuchung unterzogen, durch welche die drei magnetischen Elemente, die Deklination, Horizontalintensität und Inklination, an fast 250 Stellen gemessen wurden. In neuester Zeit hat ferner MESSERSCHMITT eine magnetische Neuvermessung von Bayern angefangen, bei der hauptsächlich die LAMONT'schen Stationen mit berücksichtigt wurden, und die äußerst wertvolle Beiträge über das sekulare Verhalten dieser Größen geliefert hat.

Überblickt man die LAMONT'sche magnetische Karte von Bayern²⁾ oder die kleinen von MESSERSCHMITT³⁾ gelieferten Kärtchen, in denen so übersichtlich die aus den LAMONT'schen Messungen sich ergebenden Abweichungen von den normalen Größen zusammengestellt sind, so könnte es möglich erscheinen, daß mit Zuhilfenahme dieser zweierlei graphischen Darstellungen die Beziehungen zwischen dem

¹⁾ LAMONT: Magnetische Ortsbestimmung in Bayern. München 1854.

²⁾ LAMONT: Magnetische Karte von Deutschland und Bayern.

³⁾ MESSERSCHMITT: Magnetische Ortsbestimmung in Bayern, Sitzungsberichte d. K. Bayr. Akad. math.-physik. Klasse, Bd. XXXV 1905, XXXVII 1907, XXXIX 1909.

geologischen Aufbau des Geländes und den magnetischen Befunden sich schon so ergeben würden.

Bei den erdmagnetischen Vermessungen können sich aber Störungen ergeben, die rein örtlicher Natur sind, wie z. B. bei Kaiserslautern in der Rheinpfalz, wo sich bei einer Entfernung von ungefähr 1,5 km der Stationen Differenzen in der Deklination von 43' ergaben oder wie ferner bei den Stationen in Lindau, deren Entfernung etwa 16 m betrug und die Differenzen in der Deklination von 4' in der Horizontalintensität, von 74 Einheiten der dritten Dezimale und bei der Inklination sogar von 17' aufweist.

Weil nun aber die magnetischen Linien der Karten auf dem arithmetischen Mittel der Messungen nahegelegener Orte beruhen, so sind diese für den Vergleich mit dem geologischen Aufbau weniger geeignet, da hiefür rein lokale Einflüsse von regionalen streng geschieden werden müssen.

Um daher für diese Zwecke ein möglichst geeignetes Zahlenmaterial zu erhalten, wurde folgendermaßen verfahren:

Zuerst wurde die geographische Lage der magnetischen Station, sofern sie nicht schon LAMONT in den Begleitworten zu den magnetischen Karten gab, mit den von LAMONT mitgeteilten Abszissen und Ordinaten nach der von SELDNER aufgestellten Formel

$$\varphi = 48^{\circ} 8' 20'' + 1,2616 x(1 + \alpha) - 0,0002563 y^2 - 0,000000188 y^2 x$$

$$\lambda = 9^{\circ} 14' 14'' - 1,2565 y \sin \varphi - 0,000000052 y^3$$

in der φ die Breite λ die geographische Länge x u. y die Abszisse und Ordinate bedeutet, berechnet, wenn nicht die von LAMONT beigefügte Zeichnung, was allerdings seltener der Fall war, die Station auf der Karte mit genügender Schärfe auffinden und so die geographische Lage erkennen ließ. Da jedoch 1' im mittleren Bayern (Gegend von Erlangen) in der Länge 1200 m, in der Breite aber 1900 m Ortsentfernung entspricht, so mußten auch viele von den schon durch LAMONT berechneten Stationen einer Neuberechnung unterzogen werden, da LAMONT nur die vollen Minuten angibt, diese aber für die genaue Ortsbestimmung nicht ausreichen. Die normalen Linien gleicher Inklination und Deklination hatten in Bayern zur Zeit der LAMONT'schen Vermessungen einen ungefähr WSW.—ONO. und jene der Deklination einen SW8.—NON. Verlauf, es war somit die Änderung für die Deklination in der Richtung O.—W. stärker wie S.—N., das Umgekehrte aber für die Inklination und Horizontalintensität, für welche die stärkere Zunahme in der Richtung N.—S. stattfand. Gegenwärtig nimmt in mittleren Teilen von Bayern die Deklination in der Richtung O.—W. für etwa 2,4 km, die Inklination für 2 km und in der Richtung S.—N. um eine Bogenminute und die Horizontalintensität um 20 Einheiten der dritten Dezimale auf 2,4 km zu. Zur Zeit der LAMONT'schen Vermessungen war die Zunahme für diese Größen etwas geringer.

Nach den LAMONT'schen Messungen verläuft die Deklinationslinie, die durch Innsbruck-München und Wunsiedel geht, sowie jene die durch Würzburg und jenen Punkt, wo der 27^o ö. v. Ferro den Bodensee schneidet, fast normal. Sie haben einen Deklinationsunterschied von 1^o. Für die Horizontalintensität verläuft die Linie Konstanz-München-Schärding bei Passau, sieht man von der schwachen Ausbiegung bei Mühlendorf am Inn ab, sowie die Linie Göttingen-Quedlinburg-Czarnikau, die der Differenz von 0,1000 entsprechen, ohne stärkere Abbiegungen. Dasselbe gilt für eine Linie, die durch die Orte Friedrichshafen-München-Passau und eine weitere Fulda-Jena-Zeitz gekennzeichnet ist. Ihr Inklinationsunterschied beträgt 2^o.

Um sich möglichst an die Messungsergebnisse anzuschmiegen, wurden die durch die angeführten Orte bestimmten Linien als normal angenommen und so nach den gemessenen Größen für Bayern ein Kartennetz entworfen, woraus sich für jeden Ort die als normal angenommenen Größen der Deklination, Horizontalintensität und Inklination, gültig für 1850, entnehmen läßt. Die Dimensionen des Kartennetzes waren so gewählt, daß 2 mm Abstand einer Bogenminute entsprechen, so daß mit hinreichender Genauigkeit jede Bestimmung vorgenommen werden konnte.

Nach den eigenen Angaben beträgt die Genauigkeit der LAMONT'schen Messungen für die Deklination 2', für die Horizontalintensität 20 Einheiten der dritten Dezimale und für die Inklination 3'. Es kann demnach eine Messung um diesen Betrag größer oder kleiner, als ihr wirklicher Wert ist, sein, weshalb auch die angeführte Methode zur Bestimmung der normalen Werte vollständig genügt.

Wie bekannt ist, wird durch die Deklination, die Inklination und die Horizontalintensität die Größe und Richtung der erdmagnetischen Kraft an einem Punkt vollständig bestimmt. Es soll hier nicht näher auf den Sitz und die Verteilung dieser Kraft in der Erde selbst eingegangen werden, da die empirisch gefundenen Größen diesen Zeilen zugrunde liegen, sondern versucht werden, ob sich vielleicht systematische Beziehungen in Größe und Richtung der magnetischen Elemente finden lassen, die mit den Leitlinien des geologischen Aufbaues des Landes Uebereinstimmung zeigen.

II. Geologisch-magnetische Verhältnisse der einzelnen Stationen.

Mit eine der auffallendsten geologischen Erscheinungen ist wohl der Verlauf des Juragebirges in Bayern. In den südlichen Teilen südwest-nordöstlich verlaufend, biegt es plötzlich bei Regensburg fast senkrecht hiezu um und setzt sich in südöstlich-nordwestlicher Richtung bis in die Maingegend fort, wo es sein Ende erreicht. Sieht man von den kleineren Juravorkommen südlich der Donau bei Neuburg, Abensberg, Kelheim, nahe Regensburg und bei Passau ab, so bezeichnet dieser Strom die Südgrenze dieser Formation im mittleren Bayern. Nach GÜMBEL soll eine Verwerfung ihn abschneiden, nach REGELMANN jedoch soll eine Schichtenneigung sein Verschwinden verursachen,¹⁾²⁾ neuere Arbeiten bestätigen jedoch die GÜMBEL'sche Ansicht. Sicher ist jedenfalls, daß er auf der Hochebene selbst nirgends mehr zutage tretend beobachtet und selbst nahe Ochsenhausen, südlich Ulm, bei 135 m Tiefe noch Molasse erbohrt wurde.³⁾ Die tiefsten Schichten, die hier am Donauufer sich finden, sind Malm-schichten. Anders liegen die Verhältnisse auf der Nord- oder Westseite des Juras. Hier erheben sich über den obersten Triasschichten die Liasschichten, die Dogger- und Malm-schichten in regelmäßigem Aufbau. Während die Triasschichten, und besonders die obersten, die rhätischen Schichten, verhältnismäßig kalk- und eisenarm sind, zeichnen sich die Liasschichten hauptsächlich durch einen höheren Kalk- und Eisengehalt aus. Es treten zwar unter dem Rhät selbst noch in den tieferen Lagen eisenführende Schichten, wie die Zancledonletten, und auch tiefer im Burgsandstein noch hochrot gefärbte Lettenschiefer auf, doch sind sie, sieht man von den schwachen Einlagen in den Zancledonletten ab, sehr kalkarm. Da sich demnach

¹⁾ REGELMANN: Bericht über d. 42. Versamml. d. Oberrhein. Geolog. Ver. Karlsruhe 1909.

²⁾ E. FRAAS: D. Tertiärbildungen am Albrande u. s. w. Jahreshfte d. Ver. f. nat. Naturk. Württembergs, Bd. 17. 1911.

³⁾ H. RECK: Zentralblatt. 1912. Nr. 11, S. 340.

hier wieder sehr verschieden chemisch zusammengesetzte Schichten berühren, so wäre es möglich, daß dadurch ein elektrischer Strom ausgelöst würde, der die magnetischen Elemente beeinflussen könnte. Charakterisiert man die Juraschichten im großen nach ihren chemischen Eigenschaften, so kann man den Lias als eine schwach eisenhaltige, tonig-kalkige Quarzsand-, den Dogger als eine stark eisenführende, sandig-tonige mit schwachem Gehalt an kohlen saurem Kalk, den Malm dagegen als fast ausschließlich aus kohlen saurem Kalk bestehende, in den höheren Lagen kohlen saure Magnesia führende Formation bezeichnen. Es erscheint nun auffallend, daß die von LAMONT vermessenen Punkte bei Forchheim, Erlangen, St. Jobst bei Nürnberg, dann jene bei Altdorf, bei Roth a. S. und Schwabach, die als geologisch gleich oder sehr ähnlich gelegen bezeichnet werden müssen, fast dasselbe magnetische Verhalten aufweisen. Sie zeigen alle eine zu große Deklination, zu große Horizontalintensität und, soweit sie gemessen ist, eine zu kleine Inklination, mit Ausnahme von Roth.

Bei Forchheim befand sich die Station in der Nähe des Kanales. Der Untergrund ist diluvialer Sand, hauptsächlich bestehend aus Quarzsand. Im tieferen Untergrund sind die Schichten des Burgsandsteines zu erwarten. Der Lias geht im Osten bis etwa auf 1 km heran, während sich im Westen ein flaches Gelände, aufgebaut aus Rhätsandsteinen und in etwas weiterer Entfernung aus den tiefer sich anschließenden Keuperschichten, hinzieht. Der braune Jura mit seinen stark eisenführenden Schichten, die stellenweise in dieser Gegend, wie z. B. bei Strullendorf und Götzendorf, sogar erzführend, wenn auch nicht abbaulohnend, werden, bleibt jedoch noch etwa 4 km entfernt. Bei Erlangen liegen die Verhältnisse ähnlich, die Station befand sich auch auf diluvialen Sand. Das liegende anstehende Gestein ist Burgsandstein. In nicht zu großer Tiefe, etwa 30—40 m, treten hier stellenweise stärker eisenhaltige Letten auf, was wohl zur Folge hat, daß die Deklination und Horizontalintensität größere Überschüsse zeigen, wie bei Forchheim. Ebenso ließ sich hierauf die zu geringe Inklination zurückführen. Die nächsten Liasgesteine befinden sich anstehend etwa in 3 km, die Doggergesteine dagegen etwa 11 km davon entfernt, sie dürften daher hier wohl kaum mehr in Betracht kommen. Die erdmagnetische Vermessungsstation bei St. Jobst nahe Nürnberg stand ebenfalls auf diluvialen Quarzsand. Im tieferen Untergrunde dagegen sind hier die Schichten des Blasen- und Plattensandsteines; aber auch hier finden sich eisenhaltige Letten, deren Gehalt an Fe_2O_3 bis zu 3 u. 5% ansteigen kann. Die Station selbst liegt in einer flachen, sehr schwach welligen Ebene, die Juraschichten treten erst in einer Entfernung von 10—12 km zu Tage, die nächste Umgebung, bis auf etwa 1 km Entfernung, wird von diluvialen Quarzsandanschwemmungen gebildet. Zwischen dem Jura und der Station finden sich rhätische Sandsteine, Burgsandstein und Zandclonletten; im Westen davon zeigt sich der Blasensandstein, der allerdings oberflächlich stark zersetzt oder durch diluvialen Sand überdeckt ist. Die Schichten haben schwaches Einfallen nach NO. Die Deklination ist zu groß, jedoch fast gleich der bei Erlangen, die Horizontalintensität zeigt + 0,0082 und die Inklination — 7'.¹⁾

Etwa 8 km NO. von St. Jobst befindet sich die nächste Station, Heroldsberg. Ihr Untergrund ist rhätischer Sandstein; ungefähr 1 km östlich findet sich der

¹⁾ Da sich die Größen-Deklination, Horizontalintensität und Inklination im folgenden oft wiederholen, so sollen für sie die Abkürzungen D., H., I. gebraucht werden.

untere Lias. Da Angulaten- und Arietensandstein in ihrer eisenführenden Ausbildung nur schwach hier entwickelt sind und auch der Dogger erst in größerer Entfernung anstehend zu treffen ist, so kann diese Station als frei von störenden Einflüssen betrachtet werden. Auch hier ist die Deklination zu groß, die Horizontalintensität normal, die Inklination zu klein.

Die Station Altdorf liegt, sehen wir von der diluvialen Ablagerung ab, auf oberem Lias. Es erhebt sich hier über der Keuperebene, die von Nürnberg herüberzieht, eine flache Höhe als Ausläufer des Juragebirges, die von Liasschichten gebildet wird, worauf dieser Ort liegt. In geringer Entfernung beginnt, ziemlich steil ansteigend die Haupterhebung des Juras. Auch hier ist *D.* zu groß, ebenso *H.*, während *I.* nicht vermessen ist.

Die nächsten Vermessungsstationen befinden sich etwa 14 km SO. von Altdorf bei Neumarkt und zwar wurde hier an drei Stellen gemessen. Zwei Punkte liegen auf dem Mariahilfsberg, bei einer Höhe von ungefähr 545 m, eine dritte am Fuße des Berges, bei einer Höhe von ungefähr 430 m. Bemerkenswert ist, daß die Messungsergebnisse für die tiefergelegenen und die höhergelegenen Stationen im Mittel für *D.* nur um 1,1' (Mittel aus sechs Ablesungen), für *H.* um 10 (1,9460 u. 1,9450) [Mittel aus vier Messungen] und für *I.* um 0,5' auseinandergehen. Nimmt man diese Differenzen als wirklich bestehend an, was bei der großen Zuverlässigkeit der LAMONT'schen Messungen wohl angenommen werden darf, so erscheint es angemessen, hier auf die geologischen Verhältnisse etwas genauer einzugehen.

Die untere Station steht auf Dünen sand, der hier aus fast reinem zerkleinerten Quarz mit sehr wenig Eisengehalt besteht. Im Untergrund ist der Opalinuston. Der Opalinuston enthält neben kohlensaurem Kalk etwa 2—4% Eisensalze, etwas Quarzsand und Tonerde. In der nächsten Umgebung, bis etwa 1/2 km im Umkreis, ist oberflächlich nur diluvialer Sand, der am nahen Berggehänge eine ausgedehntere Verbreitung hat. 1/2 km SO. davon tritt der Opalinuston zu Tage, der von dem Eisensandstein, Ornamenten und schließlich vom Malm überlagert wird. Die in der Nähe vorkommenden höchsten Juraschichten sind die Tenuilobatenschichten, denen sich stellenweise Dolomitlagen zugesellen. Auf der Hochfläche findet sich noch die Juraüberdeckung in sandig-toniger Ausbildung, manchmal mit schwachen Farberdeschmitzen verlagert.

Die beiden höheren Stationen waren nahe der Mariahilfskirche, auf der Hochfläche etwa 80—100 m östlich des Steilabfalles und gegen 150 m über der tieferen gelegen. Der Stand der oberen Station war auf den Kalklagen des unteren Malms, der als sehr reiner Kalk mit höchstens 1/2% Eisensalz bezeichnet werden muß. Die am meisten eisenführende Schichte der Eisensandsteine (Murchison-Sandstein), der hierum stellenweise kleinere Eisenschwarten von gutem Erz enthält, dürfte gegen 80 m unter dem Fußpunkt der Station zu suchen sein. Der Mariahilfsberg ist ein nach Westen vorgeschobener Ausläufer des Juras, so daß die Abgrenzung der oberen Juraschichten nördlich dieser Punkte in annähernd W.—O.-Richtung verlaufen.

Ungefähr 10 km westlich Neumarkt verläuft die Liasgrenze der Haupttrichtung nach N.—S., biegt dann etwa 18 km südlich von Altdorf fast rechtwinklig nach W. um, verläuft dann abermals südlich, etwa 9 km, um dann abermals in W.-Richtung sich fortzusetzen.

Die Doggergrenze verläuft etwas abweichend davon. Sie macht die starken Ausbiegungen des Lias nach Westen nicht mit, sondern zieht sich zuerst über Neu-

markt ungefähr N.—S. hin, um dann, in einem großen Bogen nach S. ausholend, zwischen Thalmässing und Gunzenhausen O.—W. zu verlaufen und schließlich nahe Wassertrüdingen in die Richtung der Rauhen Alb überzugehen. Es stoßen gerade in der Nähe von Neumarkt die zwei Hauptrichtungen der Juraerstreckung zusammen, die NW.—SO. und die SW.—NO., die annähernd senkrecht aufeinanderstehen. Das Gelände N. und W. dieser Linien wird vom Keuper, das S. und O. davon zunächst von jurassischen Schichten bedeckt.

Wie schon mitgeteilt, weichen die Messungsergebnisse der erdmagnetischen Elemente für 1850 von diesen verschiedenen Stationen bei Neumarkt wenig voneinander ab, ebenso entfernen sich diese Größen von den normalen nur wenig. D. und H. sind etwas zu groß, I. zeigt fast normalen Wert, doch ist es zu klein. Es ist dieser Befund von großem Interesse, die tiefere Station hat nur Lias im Westen, den stark eisenführenden Dogger dagegen nur im Osten. Die höher gelegenen Stationen stehen sozusagen mitten über Dogger mit geringer Zwischenlage des Malms, dessen Mächtigkeit bis zu dem immerhin nicht unbeträchtlich eisenführenden Ornatenton kaum 20 m beträgt. Die Eisensandsteinlagen reichen noch gut 1 km nach Westen, während die Hauptmasse im Osten liegt. Da jedoch mit dem Quadrate der Entfernung von der Station die Einwirkung abnimmt, so erscheinen hier diese Punkte für die Nahwirkung fast kompensiert. Da ferner die tiefer gelegene Station fast ebensoweit W. der Grenze der Murchisoni-Schichten gelegen ist, wie die höhere östlich, so können die schon angeführten Differenzen der D. mit 1', H. mit 0,0010 und I. mit 0,5' wohl als Massenwirkung des ganzen Doggers, der diese Punkte sozusagen halbkreisförmig umgibt, ungezwungen betrachtet werden.

Nun folgen in der Nähe noch zwei Stationen, bei Schwabach und bei Roth a. S., die sich ihrer geologischen Lage nach hier anreihen lassen. Schwabach liegt zwar allseitig von Keuper umgeben etwa 20 km westlich des Juras, doch hat es viel Ähnlichkeiten mit der Lage von Erlangen und St. Jobst. Im tieferen Untergrund sind die obersten Schichten des mittleren oder Gipskeupers, die Lehrberg-schichten, die aber, entgegen den westlichen Verbreitungsgebieten, hier viel eisenärmer und stärker sandig sind, darauf folgen als zu Tage gehende Lagen die Blasensandsteinbänke. Dem Jura vorgelagert und dem schon erwähnten, annähernd halbkreisförmigen Verlauf folgend, ziehen sich die rhätischen, die Zancledon- oder Belodon-Schichten, sowie der Burgsandstein im Osten und Süden in geschlossener Masse um diese Stationen herum. Die Zancledonlagen, sowie jene des Burgsandsteines sind in dieser Gegend verhältnismäßig stärker eisenführend, so daß für Schwabach und Roth wieder die stärkere Eisenführung im Osten, die geringere im Westen sich findet. Für Schwabach ergab sich wieder eine zu große D. und H., I. ist nicht vermessen. In Roth ist D. nicht gemessen, dagegen sind H. und I. zu groß. Es nehmen zwar in der Umgebung dieser beiden Stationen diluviale Bildungen in dem flachen Talgrunde der Rednitz eine große Verbreitung als Terrassen ein, die schwach eisenführend, oberflächlich aber stark ausgelaugt sind und in denen sich Eisentonsteine (Eisengallen) und härtere Eisensandsteine, sowie Bohnerzstücke des Juraplateaus nicht zu selten finden. Es wären daher lokale Einwirkungen auf die Magnetnadel immerhin möglich. Würden diese jedoch vorhanden sein, so müßten sie sich in systemloser Beeinflussung der magnetischen Elemente äußern. Da nun aber bei allen den bis jetzt besprochenen Stationen eine gleiche Abweichung von den normalen erdmagnetischen Größen, wenn auch quantitativ etwas ver-

schieden, zu sehen ist, so kann man hierin nur eine regionale Einwirkung erblicken. Wir könnten daraus schon jetzt den Schluß wieder ziehen, daß große geologische Leitlinien bestimmend sind für die magnetischen Elemente.

Wie schon angeführt, treffen sich unweit Roth die beiden Haupttrichtungen des Juras, die NW.—SO. und die NO.—SW. ungefähr senkrecht.

Auf einer Linie, die annähernd parallel mit der letztgenannten Richtung sich nach S.W. erstreckt, liegen die beiden nächsten Stationen, Gunzenhausen und Dinkelsbühl. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung dieser Plätze behalten den Charakter der letztbeschriebenen Punkte bei. Die Stationen liegen auf Burgsandstein, in nicht zu großer Entfernung folgt Lias; bei Gunzenhausen, etwa 3 km südlich, bei Dinkelsbühl 4 km östlich. Die rhätischen Schichten können, da sie nur sehr schwach entwickelt sind, außer acht gelassen werden. — Dogger tritt in größerer Entfernung, bei Gunzenhausen südlich, bei Dinkelsbühl östlich, auf. Die magnetischen Elemente ändern sich hier aber, indem Gunzenhausen und Dinkelsbühl eine zu kleine H. aufweisen, während die anderen Elemente ein den früheren Stationen analoges Verhalten haben.

Es zeigt sich also hier mit der senkrechten Richtungsänderung der geologischen Leitlinien auch ein Umschlag der H. von + in —.

Einer anderen Erscheinung, die jedoch erst später eingehender erörtert werden soll, mag hier gedacht werden und zwar der Flußlaufsysteme. Während die Stationen Forchheim bis Roth an einer Wasserrinne liegen, die annähernd S.—N.-Verlauf mit N.-O.- bis O.-W.-Zuflußrichtungen hat, zeigen sich bei den zwei zuletzt genannten NW.—SW.-Talrinnen.

Gehen wir auf der zuerst angeführten Linie Nürnberg-Erlangen weiter nach Norden, so finden sich hier noch zwei Stationen, die ebenfalls noch ähnliche geologische Lage haben, nämlich Hirschaid und Bamberg. Im Westen von beiden befindet sich wieder die Keuperlandschaft, die sich aus dem flachen Rücken des Steigerwaldes und der Frankenhöhe aufbaut, die nur nahe Hirschaid eine schwache Decke von Lias trägt. Bei Bamberg verschwindet die Liasdecke auf dem westlichen Gelände bis auf ganz kleine Überbleibsel und die oberen Keuperschichten bilden den Kulturboden. Die Gesteine sind erzfrei, doch nicht arm an Eisensalzen. Da die Mächtigkeit der roten Letten starkem Wechsel unterworfen ist — sie schwankt bei dem Zandlodonletten zwischen 3 und 20 m — so können lokale Störungen durch sie immerhin hervorgerufen werden.

Im Osten dagegen türmt sich, zum Teil ziemlich steil ansteigend, der Jura in seiner fast ganzen Entwicklung auf, so daß in geringer Entfernung von Thal die höchsten hierum vorkommenden Schichten, die Pseudomutabilis-Schichten zu treffen sind. Die starke Dolomitbildung jedoch, die in den östlicheren Teilen des Jura, wie bei Streitberg, Muggendorf u. s. w. sich einstellen, fehlt hier in den Regnitz näheren Gebieten. Es weichen aber diese beiden Plätze in ihrem erdmagnetischen Verhalten von dem näher südlicher gelegenen insofern ab, als ihre H. zu klein ist. D. schwankt bei Bamberg um 2', ist aber zu klein, während bei Hirschaid D. annähernd normal ist. I. ist für Bamberg zu klein, bei Hirschaid nicht gemessen.

Die Bamberg zunächst gelegene Station ist Hirschaid. Wie ich bei Vergleichung der Pfälzer erdmagnetischen Vermessungen mit dem geologischen Aufbau¹⁾ gezeigt habe, treten häufig nahe Verwerfungen, Änderungen im magnetischen Verhalten

¹⁾ Diese Zeitschrift 1904.

auf. Da nun nahe Hirschaid eine Verwerfung durchzieht, so ist wohl das abweichende Verhalten dieses Punktes dadurch zu erklären. Bei Bamberg wurde auf der Altenburg, etwa 140 m über der Talsohle und in der Ebene auf dem rechten Regnitzufer, etwas abseits von der Stadt gemessen. Dem Vorzeichen nach stimmen alle drei Größen der beiden Stationen überein, nur daß auf der Altenburg die I. normal ist. Der Größe nach hat letzterer Punkt größere Abweichungen wie jene der Ebene. Auf der Altenburg könnten, da dies ein alleinstehender Bergkegel ist, der nur mehrere kleine Überreste von Lias als jüngste Schichten trägt, unter dem ziemlich schwach entwickelter Rhätsandstein und weiter im Liegenden die hochroten Letten mit Belodon folgen, rein lokale Einflüsse die Änderungen hervorbringen. Für den Punkt der Ebene wäre dies aber nicht mehr zutreffend, hier sind nur mächtige diluviale Sandablagerungen das nächst Umgebende; doch bleiben hier die Abweichungen von dem normalen Wert innerhalb der schon erwähnten Beobachtungsfehler (D. ist -1 , H. $-0,002$).

Scheßlitz, etwa 13 km NO. von Bamberg. Die Station liegt auf alluvialem Boden, mitten im Lias. Sie hätte in ihrer Lage Ähnlichkeit mit dem schon erwähnten Neumarkt, nur liegt sie nicht so nahe am Dogger. Die Haupttrichtung der Dogger- und Malmerstreckung ist ebenfalls in SO.—NW., doch streicht hier, was bei Neumarkt fehlt, eine Verwerfung hindurch, die ungefähr dieselbe Richtung einhält und etwa 5 km NO. von Scheßlitz am Hochrand des Gebirges die westlich gelegenen Gebietsteile zur Absenkung gebracht hat. Wohl infolgedessen hat diese Station zu kleine D., beträchtlich zu wenig H., dagegen eine etwas zu große I.

Wenden wir uns der Hochfläche selbst zu, so sind hier die Stationen Königsfeld und Hollfeld nicht weit auseinander. Der geologische Aufbau ist sehr einfach, die Schichten fallen schwach nach O. ein und so ist auf der Hochfläche eine ziemlich abwechslungslose Gesteinsfolge, die von den tiefsten Malmschichten, die nach am Gebirgsrande hervortreten, allmählich hinauf geht bis zu den Schichten mit *Reineckia pseudomutabilis* und weiter östlich zu den Krebscheren-Kalken, die noch in kleineren Partien auftreten. Stellenweise tritt Dolomit auf, doch, wie schon erwähnt, in viel beschränkterem Maße wie in den SO.-Teilen der fränkischen Schweiz. Näher Hollfeld dagegen finden sich ausgebreitete Überdeckungsgebilde. Nahe dem Regnitztale treten diese jüngsten Schichten häufiger als fast farblose oder hellgelb gefärbte Sande auf, die aber mit der Entfernung vom Tale an Eisengehalt zunehmen und schließlich nahe Hollfeld zahlreiche Erzmassen in größerer oder kleinerer Menge enthalten.

Die Ausbildung dieser Überdeckung ist ziemlich verschieden, stark gefärbte Quarzsande, in denen stellenweise zuckerkörnige Quarzitsandsteine liegen oder die mit Ortstein zu vergleichende Eisenkonzentrationen enthalten, wechseln ab mit Farberden von verschiedenstem Eisengehalt, in denen dann stellenweise die reinen guten Erze mit hohem Eisenoxydgehalt stecken. Diese Ablagerung ist aber nicht gleichmäßig über die Hochfläche verbreitet, sondern sie steckt mehr in den Taschen der Gesteine, hauptsächlich des Dolomites. Da diese Erze, wie noch genauer später angeführt werden soll, eine hohe magnetische Kapazität besitzen, so ist es von vornherein klar, daß Störungen der magnetischen Elemente durch diese Erzmassen vorkommen müssen. Da diese Störungen rein lokaler Natur sind, so soll auf diese Verhältnisse, da sie vom geologischen Standpunkt von geringerer Bedeutung sind, nicht näher eingegangen werden. Hierher gehörten die letztgenannten beiden Punkte, sowie die Stationen bei Gräfenberg, Hemau, Leupoldstein.

Auch Hersbruck, nahe Nürnberg, muß noch als lokal gestört betrachtet werden. Die Station selbst liegt auf Eisensandstein, der hier zum Teil sehr starke Erzkonzentrationen aufweist, so daß hier in diesen Schichten Erzbau getrieben wurde. Anormale Werte der magnetischen Elemente können daher hier nicht verwundern. D. ist zu groß, H. fast normal (+ 0,0025), I. etwas zu klein.

Wenden wir uns nun weiter nach Westen und gehen etwa 12 km Pegnitz abwärts, so treten wir bei Lauf, mit Verbreiterung des Tales auf Keuper. Die geologischen Verhältnisse werden ähnlich jenen bei St. Jobst nahe Nürnberg, nur daß hier die höheren Keuperschichten zu Tage gehen, im Osten ist wieder Jura, im Westen die Keuperlandschaft. Wir treffen daher auch hier wieder, wie bei der zuerst beschriebenen Hauptlinie zu große D. und H. und zu kleine I.

Gehen wir nun auf die Ostseite des Gebirges, so finden wir hier sechs Stationen, Lichtenfels, Creußen, Heinersreuth, Kirchenthumbach und Bayreuth, sowie etwas entfernter Kulmbach. Die geologischen Verhältnisse sind hier aber nicht mehr so einfach wie auf der Westseite. Zwei große Verwerfungen, jene¹⁾ bei Kasendorf, Thurnau und Weißmain, sowie jene nahe Kirchenthumbach-Ehenfeld bringen hier die westlichen Gebirgstteile zur Absenkung. Auf das genaueste sind diese Verhältnisse in der schon erwähnten Abhandlung von v. AMMON²⁾ geschildert; es soll daher hier nur das Nötigste, um die erdmagnetischen Verhältnisse erklären zu können, angeführt werden. Bei Lichtenfels, wo die eine dieser Verwerfungen in's Maintal tritt, finden sich östlich der Verwerfung die Keuperschichten von den kalkigen arkoseführenden Sandsteinlagen an bis herauf zum Rhät, die ebenso wie in den schon erwähnten Gegenden ziemlich eisenführende Letten beherbergen. Im Süden von Lichtenfels lagert auf dem Rhät Lias und Dogger, im Maintal selbst stößt an der Verwerfung Rhät gegen Dogger, dem in geringer Entfernung von der Verwerfung der Malm folgt, nördlich des Mains aber fehlen hier diese Schichten in größerer Ausdehnung. Etwa 6 km mainaufwärts zieht eine zweite, bei Zeuln und etwa 3 km südlich Kronach (ungefähr 19 km oberhalb Lichtenfels) eine dritte Verwerfung über das Maintal, ebenfalls, wie auch die beiden westlicheren, einen ungefähr SO.—NW.-Verlauf einhaltend.

Der nächste hierher gehörige Ort ist Creußen. Am weißen Main gelegen, befindet sich die Station auf Oberem Keuper. Im Westen liegt auf flachen Höhen Lias, im Osten dagegen zieht sich ein schmaler Rücken hin, der NNW.—SSO. verläuft, starkes Einfallen der Schichten nach SW. zeigt und aus Buntsandstein, Muschelkalk und Lettenkohle aufgebaut wird. Es lagert hier sozusagen ein kleines Triasgebirge NW. von Creußen, das eine selbständige Stellung zwischen dem im Osten sich erhebenden Grenzgebirge und dem westlichen Jura hat.

Wenige Kilometer — gegen 7 — südöstlich dieser Station folgt die nächste bei Heinersreuth. Die geologischen Verhältnisse bleiben ziemlich gleich, im Westen bleibt der Liasstreifen mit aufgelagerten größeren Doggermassen bestehen, im Untergrund sind dieselben Keuperschichten und auch der Triasrücken reicht bis nahe an diese Station, wird dann aber durch eine O.—W. verlaufende Verwerfung im Süden eingesenkt, so daß der mittlere Keuper an den Muschelkalk zu liegen kommt.

Das erdmagnetische Verhalten ist bei Lichtenfels und Creußen qualitativ dasselbe, wenn schon I. nicht gemessen ist. Dagegen ist es quantitativ bei den

¹⁾ v. AMMON und GÜMBEL.

²⁾ v. AMMON in Geogn. Beschreibung v. Bayern. IV. D. fränk. Alb. S. 632.

beiden Stationen ziemlich verschieden, indem die erstere Station beträchtlich größere Unterschiede von den normalen Werten zeigt wie Creußen. Lichtenfels hat $D. + 20$, $H. - 0,0035$, $I. - 5$; Creußen $D. + 9$, $H. - 0,0011$, $I.$ fehlt. Wie schon angeführt, zeigen die geologischen Verhältnisse Ähnlichkeiten, aber ebenso auch Unterschiede. Bei Lichtenfels zieht nicht weit westlich eine Verwerfung vorbei und in größerer Entfernung zwei weitere im Osten, bei Creußen dagegen zieht in größerer Entfernung eine im W. und etwas näher eine im O. vorüber.

Die nächste Umgebung ist für beide annähernd gleich aufgebaut, dagegen ergaben sich in weiterer Entfernung große Unterschiede. Es kann demnach, wenn nicht unberechenbare Zufälligkeiten vorliegen, nur die verschiedenen Entfernungen der geologischen Hauptlinien diese verschiedene Einwirkung hervorbringen.

Bei Heinersreuth ändert sich nun plötzlich das erdmagnetische Verhalten, indem $D.$ und $H.$ zu groß werden, Dieselbe Erscheinung tritt bei dem 6 km SO. davon gelegenen Kirchenthumbach ein. Hier bleibt zwar $D.$ von derselben Größe über Normal, dagegen nimmt $H.$ noch weiter zu, so daß es die normale Größe mit $+ 0,0023$ übersteigt.

Die geologischen Verhältnisse sind bei letztgenanntem Orte von jenen bei Heinersreuth ziemlich abweichend. Lias und Unterer Dogger sind durch eine große Verwerfung abgesenkt, so daß sie nicht zu Tage treten; dagegen zieht sich der Malm mit schwachen Partien vom mittleren und oberen Dogger mit Juraüberdeckung bis hart an die Station heran. Sie selbst liegt an der Grenze zwischen den tiefsten Malmschichten und dem Dogger. Im Osten, jenseits der Verwerfung reiht sich Keuper und an diesen Hauptbuntsandstein an.

Da sich nahe dieser Verwerfung¹⁾ häufig Erzausfüllungen vorfinden, so könnte das magnetische Verhalten leicht hierauf zurückgeführt werden.

Die Plätze Bayreuth und Kulmbach sollen, obwohl jenes mit den Stationen Kirchenthumbach und Heinersreuth, Kulmbach dagegen mit Lichtenfels und Creußen gleiches magnetisches Verhalten zeigt, mit den erdmagnetischen Stationen des Fichtelgebirges behandelt werden, da es geraten erscheint, zuerst die einfacheren und später erst die verwickelten geologischen Verhältnisse, wie sie im Fichtelgebirge zu finden sind, mit den magnetischen Messungen zu vergleichen.

Wenden wir uns den westlichen Teilen von Bayern zu, so finden wir hier, wenn wir jetzt die Gebiete westlich und nördlich des Juras in Betracht ziehen, ein ausgesprochenes Tafelland vor, in dem zwar stellenweise die Flußläufe sich tief eingensagt haben, und das die mannigfachsten Erosionsformen zeigt, das sich aber der Hauptsache nach aus flachen Höhen- und weit hinziehenden Gebirgsrücken aufbaut, die aus der Ebene zum Teil ziemlich steil aufsteigen und plateauartig sich verflachen.

Einer dieser Höhenrücken ist die Frankenhöhe. Beginnend südlich Rothenburg o. d. T. erstreckt sie sich in SW.—NO.-Richtung bis in die Gegend von Bamberg. Besonders charakteristisch ist sie durch ihren Steilabfall nach NW. längs ihres südlichen Teiles zwischen Rothenburg und Neustadt a. A. Hier bildet sie eine nach Süden schwach ausgebogene Wand, die sich über der Windsheimer Ebene steil erhebt. Ihr annähernd parallel läuft etwa 6 km nördlich von Windsheim ein weiterer kleiner Zug, an den sich im Norden, mit dem Hohenlandsberg als höchste Erhebung, der Steigerwald anschließt, der sich von da in annähernd

¹⁾ v. AMMON l. c. S. 633.

NNO.-Richtung bis nach Zeil am Main erstreckt. Der Steigerwald bildet auch hier wie dort die Frankenhöhe, eine aus der Ebene aufsteigende, steil sich erhebende Gebirgswand, die sich N. des Mains bis Haßfurt hinzieht und in den Hasbergen noch weiter nach N. fortsetzt.

Die Windsheimer Ebene wird zum größten Teil nur von bunten Lettenschiefern, den Schichten des mittleren Gipskeupers eingenommen, über die sich längs des ganzen Gebirgsrandes der Schilfsandstein legt. Die steile Wand der Frankenhöhe wird wie in vielen anderen Gegenden aus den Berggipsschichten oder Lehrberg-Schichten GÜMBELS aufgebaut, während die plauteauartige Höhe fast ausschließlich mit Ausnahme östlich Rothenburg, bei Hornau, wo jüngere Schichten (Schilfsandstein und Lehrberg) auf der Höhe lagern, der Blasensandstein bildet. Westlich Windsheim erhebt sich das Gelände langsam, hier treten aber infolge der schwachen Schichtenneigung, die das ganze Gebiet beherrscht, die liegenden Schichten, die Lettenkohle zu Tage. Muschelkalk findet sich mit Ausnahme kleinerer Partien nördlich Burgbernheim bei Hilpertshofen und Pfaffenhofen erst weiter westlich nahe Uffenheim, Langensteinach u. s. w. Größere Schichtstörungen fehlen hier, das Hauptbild der ganzen Gegend ist durch Erosionsvorgänge entstanden.

Ganz ähnlich liegen im westlichen Vorlande des Steigerwaldes die Verhältnisse. Am Fuß des Gebirges finden sich überall die meist dunkelgefärbten Letten des mittleren oder Gipskeupers, denen sich wieder im Westen die Lettenkohle und der Muschelkalk vorlagert. Die Wand des Steigerwaldes selbst wird hauptsächlich wieder aus dem Schilfsandstein und den Lehrbergsschichten gebildet, denen sich stellenweise als Vertreter des unteren Blasensandsteines nochmals rote Letten anschließen, über die als „Mauerabschluß“ die harten weißen Sandsteine dieser Keuperabteilung folgen. Weiter im Innern des Steigerwaldes folgen dann Semionotenschichten, und weiterhin noch die höheren Keupersandsteinlagen, die jedoch weniger für diese Betrachtungen von Belang sind, da hier keine erdmagnetischen Messungen vorliegen.

In dem in letzten Zeilen kurz beschriebenen Gebiete liegen von folgenden Plätzen Messungen vor: Feuchtwangen, Rothenburg o. T., Reichelshofen. Uffenheim, Würzburg, Dettelbach, Eltmann, Schweinfurt, Gädheim, Haßfurt, Burgwindheim, Windsheim, Markt Erlbach, Langenzenn.

Bei Feuchtwangen war die Station auf dem Galgenberg, einer Anhöhe NO. von der Stadt. Der Untergrund davon ist Blasensandstein. Da sich die Station mitten auf einem kleinen Höhenrücken befand, so ist ungefähr die Grenze gegen die auch hier stark rotgefärbten Lehrbergsschichten nach O. und W. ziemlich gleich weit entfernt. Da sich auch nach S. und N. der Blasensandstein, wenn auch stark ausgezackt, in gleicher Breite hinzieht, so dürfte die Station gegen lokale Einflüsse als fast ausgeglichen zu betrachten sein. Im Talgrund bei Feuchtwangen selbst tritt der Schilfsandstein zu Tage, fehlt dagegen der geringeren Tiefe wegen im östlichen Tälchen. Doch dürften diese Schichten, ihrer schwachen Eisenführung halber eine Beeinflussung der magnetischen Verhältnisse nicht zur Folge haben. Weil ferner das ganze Gebiet selbst bis auf größere Entfernung von der Station ungestört ist, und der geologische Aufbau sich vollständig regelmäßig vollzieht, so kann dieser Punkt auch als frei von Massenwirkungen eisenhaltiger Schichten angesehen werden. (D. u. H. sind zu groß.)

Wie schon erwähnt, hat die etwa 12 km südlich von Feuchtwangen gelegene Station Dinkelsbühl eine zu große D., zu geringe K. und I.; bei Feuchtwangen ändert sich dieses Verhalten, I. und H. übersteigen den normalen Wert (leider ist I.

nicht gemessen). Wir treten somit bei diesem Ort in eine andere geologische Hauptlinie ein, die sich dadurch auszeichnet, daß die H. in den meisten in diesem Gebiet liegenden Stationen zu groß, I. dagegen zu klein ist.

Die Station bei Rothenburg lag außerhalb der Stadt an der Straße nach Uffenheim. Der Boden der Station bestand aus Ackerboden, der einer schwachen Lehmdecke angehört. Im tiefen Untergrund folgen die zelligen, sehr schwach eisenhaltigen Dolomite der Grenzsichten zwischen Lettenkohle und unterem Gipskeuper (Grenzdolomit), deren Liegendes die Dolomite und Lettenlager dieser Formation bilden. In geringer Tiefe dürfte der Lettenkohlsandstein zu erwarten sein, der hier ein dem Schilfsandstein sehr ähnliches, feinkörniges, schwach eisenhaltiges Quarzsandsteingestein ist. Die Station kann als frei von lokalen Störungen betrachtet werden. D. übersteigt den normalen Wert nur gering, dagegen ist H. beträchtlich zu groß, I. ist etwas zu klein.

Die nächste Station bei Reichelshofen hat, was die geologischen Verhältnisse anbelangt, dieselbe Lage wie jene bei Rothenburg. Auch sie liegt auf einer Lehmdecke, die sich über dem Grenzdolomit ausbreitet. In geringer Entfernung östlich findet sich die Grenze zu den Schichten des Unteren Gipskeupers. D. ist hier etwas zu groß, H. fast normal, I. fehlt.

Die nächste Station findet sich nahe Uffenheim auf der westlichen Anhöhe. Die nächste Umgebung der Station bildet eine ziemlich mächtige Lehmablagerung, unter der am Nordabhang der Anhöhe Löß zu Tage tritt, der abermals wieder von Lehm — älteren Lehm — unterlagert wird. Das anstehende Gestein ist nicht zu sehen. Am jenseitigen Bachufer zeigen sich die Grenzsichten zwischen Muschelkalk und Lettenkohle und die höheren Lagen bis zum Werksandstein. Es dürfte daher auch hier das Untergrundgestein der Station Schichten der Lettenkohle bilden. Es liegen Messungen vor, die zu verschiedenen Zeiten vorgenommen wurden und die einige Unterschiede, am stärksten bei der I. aufweisen. In allen beiden Fällen bleibt aber D. und H. zu groß, während I. zu klein ist.

Die nächste erdmagnetische Station findet sich etwa 15 km östlich von Uffenheim bei Windsheim, dem Ursprungsgebiet der Aisch. Dieses bildet eine flache, waldlose Ebene, die fast ausschließlich von den Schichten des unteren Gipskeupers eingenommen wird. Nur an einigen Stellen lassen sich in den schwach eingetieften Tälern noch Lettenkohlschichten beobachten, die, wie schon beschrieben, in einiger Entfernung westlich Windsheim das vorherrschende zu Tage gehende Gestein sind. Nahe Windsheim finden sich nur die dunklen Letten des unteren Gipskeupers, wechsellagernd stellenweise mit mächtigen Lagen von Gips, die in zahlreichen Brüchen ausgebeutet und eine derartige Verbreitung besitzen, daß sie an nicht wenigen Stellen beim Pflügen angefahren werden. In diesen Schichten finden sich nur wenige Bänke von Kalken oder Dolomiten, die erste ist wenige Meter über dem Grenzdolomit, der sogen. Grunddolomit, der sich durch das massenhafte Vorkommen von *Myophoria Goldfussi* auszeichnet, dann kommt die höher liegende Bank, die sich durch das nur selten fehlende Vorkommen von Bleiglanz und dem weniger häufigen Malachit hervortut.

Gelegentlich finden sich in den höheren Lagen noch schwache Kalkbänke, die aber nirgends länger sich erstrecken; das hauptsächlichste Gestein ist eine eintönige Folge von roten, grauen oder dunkelbraunen Lettenschichten. Erzanhäufungen, mit Ausnahme des schon erwähnten, finden sich nicht. Ohne daß lokale Störungen vermutet werden könnten, herrscht auch hier das allgemeine erdmagnetische Ver-

halten wie an den oben beschriebenen Punkten, wenn vielleicht auch schon die größere Nähe des Gebirges sich bemerkbar macht, denn D. ist etwas über normal, H. etwas zu groß, I. zu klein. Wenden wir uns nach etwa 18 km nach Osten, so treffen wir, nachdem man etwa 100 m in die Höhe gestiegen ist und die ganze Schichtenfolge über den zähen Lettenschiefen des „Windsheimer Gaues“ — auch Schwarz-Gau genannt — den Schilfsandstein, die oberen Berggips- oder Lehrberg-schichten und schließlich die Sandsteinplatten, den Blasensandstein überschritten hat, ein kleines Hochplateau, auf dem der Ort Markt Erlbach liegt. Die geologischen Verhältnisse, die hier herrschen, sind äußerst einfach. Der Blasensandstein bedeckt das ganze kleine Hochplateau in der Umgebung der Station und nur in den Taleinschnitten kommen die Zwischenletten, die auch hier die tieferen Lagen des letztgenannten Horizontes vertreten, zu Tage. Da aber die liegenden Lettenschiefer, die Lehrberg-schichten, erst etwa 1 km westlich der Station zu Tage treten, somit eine einseitige Beeinflussung nicht ausüben können, kann die Station als frei von jeder lokalen Störung betrachtet werden. Auffallenderweise geht hier D. bis auf $-7'$ unter normal zurück, H. nimmt dagegen um etwa $+40$ zu. (I. fehlt.)

Die nächste Station liegt etwa 12 km östlich im Talgrund, jenseits des Gebirges, bei Langenzenn. Auch hier sind die geologischen Verhältnisse sehr einfach. In den tiefsten Lagen des Talgrundes sind die Schilfsandsteinschichten beobachtbar, ihnen liegen in mächtigen Lagen die Lehrberg-schichten auf, während die oberen höher gelegenen flachen Gehänge von Blasensandsteinen gebildet werden. Der Fußpunkt der Station liegt auf einem Lehmboden, der das Zersetzungsprodukt der Lehrberg-schichten ist. Nach der Lage der Station zu urteilen, wäre es möglich, daß die Nadel von den südlich gelegenen Gebietsteilen etwas stärker beeinflußt werden könnte als von den nördlichen, da nördlich das Zenntal, südlich dagegen das höhere Gelände liegt. Im übrigen ist die Massenverteilung der Lehrberg-schichten, jener Schichten, die allein eine Beeinflussung der magnetischen Elemente hier hervorbringen könnten, derart, daß durch sie eine einseitige Beeinflussung ausgeschlossen erscheint. D. ist etwas zu klein, H. zu groß, I. fehlt. Übersieht man die drei letzten Stationen, so lassen sich hier wieder systematische Beeinflussungen finden: In Windsheim, das etwas östlich der hauptgeologischen Leitlinie liegt, sinkt die Differenz von D. fast bis auf 0, H. nimmt etwas zu. In Erlbach, auf dem Gebirge, sinkt D. beträchtlich unter normal, H. geht stark über normal, in Langenzenn dagegen, das schon wieder näher der Hauptleitlinie (Forchheim-Erlangen-Schwabach) liegt, geht D. wieder bis nahe normal zurück und auch H. nimmt im Vergleich zu Erlbach stark ab.

Die nächste Station liegt nahe Würzburg, auf der linken Mainseite am Ost-
abhang des Nikolausberges nahe der Mariahilfkapelle. Ihr Fußpunkt steht auf oberem Muschelkalk, in nicht zu großer Tiefe finden sich die stark gipsführenden Schichten des mittleren Muschelkalkes. Nach Osten ist die Station ungefähr 300 m von dem ungefähr 60 m tiefer liegenden Main entfernt. Auch nördlich davon liegt ein ziemlich steiles Tal, so daß dieser Punkt als ziemlich exponiert angesehen werden muß. D. und H. übersteigen die normalen Größen etwas, I. ist fast normal.

Die Messungen bei Dettelbach erfolgten auf dem kleinen Hügel westlich dieser Stadt, ungefähr 200 m vom Main entfernt. Die Station stand auf tiefgründigem Lehm, der wohl als Lößlehm betrachtet werden muß. Im tieferen Untergrund ist oberer Muschelkalk. Die Lehmdecke überkleidet die nächsten Höhen fast ganz, so daß anstehendes Gestein nur an wenig Stellen zu Tage tritt. Auf dem linken Ufer des Maines findet sich stark mit Quarzsand überdeckter Muschelkalk, der in den

höheren Lagen, wie auch auf dem Nordgehänge des Tales, von den Lettenkohlen-schichten überlagert wird. Da die Lehmzusammensetzung und die des oberen Muschelkalkes sehr konstant ist, die Station sozusagen mitten auf einer von Lehm überdeckten Muschelkalkinsel steht und die schwach eisenführenden Schichten der Lettenkohle wie des Lettenkohlsandsteins mit höchstens 3⁰/₁₀₀ Eisenoxyd ziemlich weit (0,5 km) entfernt sind, so dürfte die Station als lokal unbeeinflusst gelten. Ihr D. ist ziemlich beträchtlich zu groß, H. steigt 0,0017 über normal, I. fehlt.

Die nächste, auf Muschelkalk gelegene Station findet sich etwa 27 km mainaufwärts bei Schweinfurt. Die geologischen Verhältnisse sind jenen der vorhergehenden Station sehr ähnlich; Lehm und Löß bilden den Fußboden der Station, oberer Muschelkalk, vielleicht mit einer dünnen Decke von unterer Lettenkohle, bildet den tieferen Untergrund. D. ist etwas, H. ziemlich beträchtlich zu groß, I. nahe normal (— 1').

Die Gehänge des Maintales werden oberhalb Schweinfurt noch bis zu beträchtlicher Höhe von oberem Muschelkalk gebildet. Erst auf der Hochfläche folgt die Lettenkohle. Bei dem allgemeinen schwach östlichen Einfallen senken sich die Schichten im Tale allmählich, so daß der obere Muschelkalk kurz oberhalb Haßfurt in dem Niveau des Maines untertaucht.

Ähnlich wie bei den letzterwähnten Plätzen ändert sich aber auch hier bei den folgenden, Gädheim und Haßfurt, das magnetische Verhalten mit Annäherung an die Forchheim-Erlangen-Linie. Während Gädheim noch eine zu große D. hat, sinkt diese bei Haßfurt unter normal; H. zeigt für beide vollständig normale Größe. Von Haßfurt an ändert sich das geologische Bild etwas. Die Maingehänge werden von Lettenkohle eingenommen, dann dringt der untere Gipskeuper fast bis zum Mainufer vor und bei Zeil am Main bildet der Schilfsandstein den Fuß des Gehanges. Schließlich tritt die Zone der Lehrbergschichten in das Flußniveau, bis nahe Bamberg die oberen Keuper-Sandsteinzonen den Flußgrund bilden. Bei Haßfurt war das Maintal ziemlich eng, dann erweitert es sich wieder, um schließlich bei Zeil wieder in das Gebiet des Steigerwaldes, der sich nach Norden in den Haßbergen fortsetzt, einzutreten. Bei Eltmann, wo die nächste Station war, reichen die Lehrbergschichten bis gegen 40 m über die Talsohle am Gehänge hinan. Auf den Höhen, nahe dem Main, finden sich Blasen- und Semionotensandstein. D. hat + 3', H. ist normal, I. hat — 9'.

Im Steigerwald selbst befindet sich im rauhen Ebrachtal, nahe Burgwindheim, eine Station. Sie lag auf einem kleinen Hügel südlich dieses Ortes. Der Fußpunkt steht auf Blasensandstein, hart an der Grenze zu den Zwischenletten. Den Abhang des Hügels bilden die Lehrbergschichten, die sich halbkreisförmig, doch exzentrisch um diesen Punkt herumziehen. Im Süden dehnt sich der Blasensandstein aus, der in nicht großer Entfernung von dem fast eisenfreien Semionotensandstein überlagert wird. Da sich in nächster Nähe und in größerer Masse auf einer Seite (NW.) der Station die eisenschüßigen Letten und das Tal befinden, auf der anderen Seite dagegen der Quarzsandstein, mit den Zwischenletten im Untergrund, so dürfte dieser Platz wohl nicht frei von lokalen Beeinflussungen sein, dazu kommt noch, daß auf der Ostseite des Platzes Schotterlagen, die stark eisenhaltige Gesteine führen, sich anschließen. D. ist etwas über normal, H. beträchtlich zu groß (+ 16), I. fehlt.

Etwa 14 km westlich von Burgwindheim befindet sich nahe Breitbach, am Fuße des Steigerwaldes, eine weitere Station. Der Platz selbst liegt in der Ebene, ungefähr 1 km östlich beginnt das Gebirge sich zu erheben, so daß in ziemlich

steilem Anstieg die Straße, die fast ohne Krümmung hinanführt, nach etwa 3 km 400 m Meereshöhe erreicht; die Station liegt ungefähr bei 290 m Höhe. Westlich Breitbach bildet der Lettenkohlsandstein mit annähernd 1 km Breite das zu Tage gehende Gestein. Darauf folgen in schmalen Saum die Letten der oberen Lettenkohle, die hier häufig noch eine schwächere Sandsteinlage mit geringem Eisengehalt führen, dem sich wieder hellgelbe bis graue Letten und schließlich der Grenzdolomit aufgelagert zeigt. Die Schiefer des unteren Gipskeupers setzen den Fuß des Gebirges zusammen, die Höhe selbst wird wieder von Blasensandstein gebildet. Die Station liegt an der Grenze Grenzdolomit-Unterer Gipskeuper, die hier noch von einer schwachen diluvialen Schotterdecke überlagert wird.

Dem erdmagnetischen Verhalten nach schließt sie sich, was D. und H. betrifft, dem hier herrschenden an, indem D. etwas zu groß, H. wenig über normal ist. Dagegen steigt I. beträchtlich über normal. Ob dies eine Folge von lokalen zufälligen Beeinflussungen ist oder regionalen Gründen zugeschoben werden muß, kann, da von den wenigsten Plätzen dieses Gebietes diese Größe vorliegt, nicht angegeben werden.

Von Schweinfurt an erstreckt sich der Muschelkalk in vielfach ausgebuchteter Form weiter nach Norden bis in die Gegend von Meiningen. Auf dieser Linie liegen noch die beiden erdmagnetischen Stationen Münnerstadt und Neustadt a. S. Auf den östlichen Höhen finden sich wieder die unteren Keuperschichten, im Westen dagegen der Hauptsache nach Buntsandstein.

Herr Dr. REIS, der die Spezialaufnahme des Gebietes ausgeführt hat, hatte die Freundlichkeit, mir folgendes darüber mitzuteilen:

Der Fußpunkt der Station Münnerstadt befindet sich auf Wellenkalk. In geringer Tiefe folgen die Letten des Röt. Das östliche Talgehänge baut sich aus unterem und mittlerem Muschelkalk auf. Nach Westen erstreckt sich bis auf eine Entfernung von etwa 2 km unterer Muschelkalk, dann tritt der Buntsandstein zu Tage, der weit nördlich, bis nahe an die Station, heranzieht. Da der Muschelkalk, infolge seiner geringen magnetischen Eigenschaft, kaum stärker auf die Magnetnadel einwirkt, so darf, da das Röt sich als gleichmäßige Lage unter der Station, wenn auch mit schwachem östlichen Einfallen, hinzieht, die Station als ungestört betrachtet werden. Im Talgrunde zieht zwar ein Verwerfungssystem in N.—S.-Richtung hindurch, doch dürfte dies, da die Sprunghöhe der Verwerfung nur sehr gering ist, wohl kaum Einwirkung auf die magnetischen Größen besitzen.

D. und H. sind etwas über normal, I. fehlt. Westlich von Neustadt befand sich die erdmagnetische Station auf einer schwachen Gehängelehmedecke, in deren Untergrund der Röt ist. In beträchtlichem Umkreis bildet dieser das zu Tage gehende Gestein, nur auf der nördlich sich erhebenden kleinen Anhöhe liegt eine schwache Decke von Wellenkalk. Im Osten gehen Schotterlagen bis etwa auf 500 m heran. Basaltgerölle, die wegen ihres manchmal starken Magneteisen-Gehaltes sehr kräftig auf die magnetischen Größen einwirken können, finden sich in einer störenden Menge nicht. Auch am Fuße des Ostabhanges der das Saaletal umsäumenden Höhen tritt Röt zu Tage. Es dürften daher auch hier lokale Störungen fehlen. D. ist etwas, H. ziemlich beträchtlich zu groß, I. fehlt.

In den bis jetzt beschriebenen Punkten zeigte sich bei fast allen Stationen eine Ähnlichkeit in der Lage. Im Osten ein sich ziemlich steil erhebendes Gebirge, die Station ist in der Mehrzahl der Fälle in der Ebene, und im Westen ein sich weit ausbreitendes flaches Hügelland. Auf der zuerst genannten Linie — Erlangen-

Forchheim-Nürnberg — waren die Schichten, die starken Kalkgehalt haben, im Osten, auf der zweiten Linie Feuchtwangen, Uffenheim-Schweinfurt im Westen, von hier an bis Neustadt wieder im Osten. Die Stationen der ersten Linien lagen fast alle in Quarzsandgebieten, die der zweiten dagegen der Mehrzahl nach in Länderstrichen, in denen stark tonhaltige Schichten den Vorrang haben. Die Hauptrichtung jener Linie war NW.—SO., die dieser dagegen SSW.—NNO. Da somit diese Richtungen immerhin um annähernd 60° voneinander abweichen, und da ferner die Gesteine, die die Formationsscheidung bewirken, eine verschiedene chemische Zusammensetzung haben, so wäre denkbar, daß quantitative Unterschiede in den erdmagnetischen Elementen sich hierauf zurückführen ließen.

Wie schon erwähnt, könnte man ferner vermuten, daß an der Grenze chemisch heterogen zusammengesetzter Formationen lokale elektrische Ströme auftreten, welche diese Elemente stärker beeinflussen könnten. Derartige Formationen sind der Röt und der Wellenkalk. Hier herrscht ein sehr starker kohlenaurer Kalkgehalt vor, dort Eisenoxyd, Tonerde und feiner Quarzsand. Es wäre daher wohl denkbar, daß bei dem steten Vorhandensein von kohlesäurehaltigen Wässern im Gestein ein elektrischer Strom zwischen den beiden Formationsabteilungen vorhanden wäre.

Das vorhandene Messungsmaterial ließ jedoch, da keine von den Stationen einer Formationsgrenze nahe genug lag, und auf größere Entfernungen derartige Ströme sich kaum bemerkbar machen können, eine Entscheidung hierüber nicht zu.

Eine weitere, bei der Betrachtung einer geologischen Karte von Bayern sofort auffallende Linie bildet die Donau von Ulm bis Regensburg, oder die Grenzlinie zwischen Hochebene und Jura. Sei es, daß der Jura nur durch eine Schichtenneigung gezwungen wird, an der Donau zu verschwinden, wie REGELMANN glaubt, sei es, daß eine Verwerfung, wie GÜMBEL und in letzter Zeit FRAAS und RECK dargetan haben, ihn absenkt, auf jeden Fall zeigt sich südlich der Donau der Jura nur noch in kleineren Teilen bei Neuburg a. D., bei Vohburg, und von Neustadt a. D. abwärts bis Regensburg und schließlich wieder bei Passau.

Die tiefsten Schichten, die hier am Donaustrande zu Tage treten, gehören ausschließlich dem Malm an und zwar dem älteren Malm. Überlagert werden sie im Oberlauf zwischen Ulm und Donauwörth vom Miocän, an das sich noch stellenweise die Schichten der Juraüberdeckung und diluviale Bildungen anschließen.

Der Jura bildet hier eine langsam ansteigende Höhe, die sich über dem Donauspiegel bis 150 m, nahe Regensburg noch etwas höher, erhebt.

Im Süden der Donau erhebt sich ein welliges Gelände, das immerhin noch bis zu 521 m (Kienhöfe nahe Pfaffenhofen) ansteigt und das fast vollständig von obermiocänen Schichten — Süßwasser-Schichten mit *Helix sylvana* — aufgebaut wird. Nahe Regensburg, bei Abbach, tritt zum Jura Kreide in ziemlicher Verbreitung, die immerhin beträchtlich über die Donau nach Süden übergreift.

Bei Regensburg ändert sich die Grenzlinie der Hochfläche, indem sie hier in SO.-NW.-Richtung umbiegt; der bayerische Wald tritt hier an die Hochebene heran und bestimmt ihre Begrenzung.

Zwischen dieser Grenzlinie, die durchweg durch den Donaulauf gekennzeichnet wird, bis an das Alpengebirge und seine Vorberge, als welche auch der Peißenberg bezeichnet werden muß, erheben sich nennenswerte größere Höhen nicht.

Da die geologischen Horizonte, welche die Hochebene aufbauen, eine verhältnismäßig gleichartige chemische Zusammensetzung aufweisen, scheinen hier lokale Störungen der erdmagnetischen Elemente kaum vorzukommen und es sollten sich

hier sehr regelmäßige Linien für die erdmagnetischen Kräfte ermitteln lassen. Es wird sich aber zeigen, daß sich hier doch wieder ganz erhebliche Unterschiede von den normalen Linien einstellen.

In Ulm wurden die erdmagnetischen Elemente auf der Höhe NO. der Stadt gemessen. Die Station lag auf den untermiocänen Süßwasserkalken, westlich im Tal geht der Malm zu Tage aus, im Osten der Anhöhe dagegen findet sich in der Ebene noch das Miocän, die Lagerungsverhältnisse sind demnach nicht so einfach, doch erscheint die Station der schwachen magnetischen Eigenschaften der Kalkgesteine halber lokal nicht gestört. Trotzdem sind die magnetischen Größen nicht alle normal. D. ist etwas zu klein, H. um ziemlich viel zu groß, I. aber nahe an normal. Auf der linken Donauseite zwischen Ulm und Donauwörth, sind normale erdmagnetische Verhältnisse kaum zu erwarten. Der geologische Aufbau ist, sowie man sich von der Donau etwas nach N. wendet, sehr verwickelt. Hier tritt vulkanischer Tuff, Granit u. s. w. schon nahe an die Ebene heran. Die Malmschichten reichen zwar bis herab in die Ebene und die miocänen Ablagerungen zeigen auch ziemlich beträchtliche Verbreitung, es finden sich jedoch auch hier schon Brekzien- und Trümmerschichten, die bezeichnend sind für die Riesumrandung, so daß angenommen werden muß, die die Gestaltung des Rieses hervorrufenden Kräfte hätten auch bis hierher gewirkt.

Was nun das Ries selbst betrifft, so zeigt schon ein Blick auf das Blatt der geognostischen Karte von Bayern, Nördlingen, daß hier derartig komplizierte Verhältnisse vorliegen, daß es vielleicht kaum möglich sein wird, nur an der Hand der natürlichen Aufschlüsse diese Schwierigkeiten vollständig klar zu legen.

Wie die neue Bahnlinie Donauwörth—Pleinfeld gezeigt hat und von v. AMMON,¹⁾ FRAAS und BRANCA²⁾ und KOKEN³⁾ dargelegt wurde, häufen sich gerade in dieser Gegend eine solche Menge von Erscheinungen, deren Erklärung auf die größten Schwierigkeiten stößt.

Obwohl nun vom Ries und seiner nächsten Umgebung durch HAUSMANN⁴⁾ eine erdmagnetische Spezialaufnahme vorliegt, so muß ich es mir hier doch versagen, diese Vergleichenungen jetzt schon auch über diese Gegend auszudehnen, hoffe aber in einiger Zeit in einer speziellen Arbeit das Ries und seine Umgebung in dieser Weise behandeln zu können.

Es darf daher auch nicht wundern, wenn selbst die entfernteren Plätze wie Lauingen, Dillingen, Donauwörth Unregelmäßigkeiten in ihren erdmagnetischen Größen zeigen. Nimmt man die in der Nähe des Rieses, also an der Donau gelegene Stationen, die qualitativ gleiches magnetisches Verhalten zeigen, die also z. B. eine zu kleine D., zu große H. haben (I. ist nicht überall gemessen) zusammen, so ergibt sich, daß Ulm, Dillingen, Günzburg, in eine Reihe, dagegen Lauingen und Donauwörth mit zu großem D. und zu kleinem H., in die andere kommen.

Die geologische Lage, berücksichtigt man die nächste Umgebung dieser Stationen, ist folgende:

Ulm liegt auf Miocän — wie schon erwähnt —, im Untergrund oberster Malm; Dillingen liegt sozusagen auf einer alten Donauinsel, deren Oberfläche eine

¹⁾ v. AMMON, diese Jahreshäfte 1903, 1905.

²⁾ BRANCA und FRAAS, Abhandl. d. K. preuß. Akad. 1901.

³⁾ KOKEN, Die Schlißflächen u. d. geologische Problem im Ries. I. T. 1904.

⁴⁾ HAUSMANN, Abhand. d. K. preuß. Akad. 1901.

Lößdecke trägt, unter der eine Schotterlage ruht, im tieferen Untergrund findet sich das Obermiocän; der jetzige Donaulauf ist etwa 1 km südlich davon. Günzburg liegt etwas weiter donauaufwärts, aber auf dem rechten Ufer. Hier wurde an zwei Stellen gemessen, die beiden Plätze aber lagen auf demselben Untergrund wie Dillingen. Die eine Station liegt auf der linken Seite der Günz, die andere auf der rechten. Die Messungsergebnisse für D. bleiben zwar in beiden Fällen unter normal, doch weichen sie um etwa 6' voneinander ab. Da die Entfernung der beiden Plätze nicht 2 km beträgt, so müssen hier besonders störende lokale Verhältnisse obwalten. Ob hier vielleicht lokale elektrische Ströme, die längs des Flußlaufes gehen, einwirken könnten, kann nicht bestimmt werden, auf jeden Fall liegt die Station mit fast normaler D. höher und vom Fluß entfernter.

Gegenüber von Günzburg liegt Lauingen. Seiner geologischen Lage nach verhält es sich genau wie Dillingen, von dem es gegen 6 km entfernt liegt. Die Differenzen dagegen in erdmagnetischer Hinsicht sind ziemlich bedeutend, es hat eine um 7' größere D. und gegen 0,0040 kleinere H., I. fehlt. Hier können nur ganz lokale Untergrundsverhältnisse ausschlaggebend sein. Da der Löß gelegentlich ein sehr großes magnetisches Moment besitzt, so könnte dieser Umstand wohl auch die abnormen Verhältnisse bei Lauingen hervorrufen, wenn nicht das „Riesphänomen“ schon hier einwirkt.

Die nächste Station findet sich bei Donauwörth am Abhange des Schellenberges. Die Station kann, obwohl D. schwach zu groß, H. etwas zu klein ist, als fast normal angesehen werden. Die erhaltenen Werte für die drei magnetischen Größen halten sich in den Schranken der Beobachtungsfehler, wenn sie auch hart an die Grenze herangehen. Die Nähe des Rieses, sowie der Umstand, daß der Schellenberg der Mittelpunkt manchen Kampfes war, lassen abnorme magnetische Verhältnisse hier leicht erklären.

Etwas unterhalb Donauwörth, nahe der Einmündung des Lechs in die Donau, liegt Rain. Die Station liegt hier wenige Meter über dem Lechalluv auf älteren Schottern, die beträchtliche Mengen von alpinen Gesteinen führen. Im Osten wird diese Schotterterrasse von lößähnlichem Lehm überdeckt. Die Station dürfte ihrer geologischen Lage nach als ungestört betrachtet, ihrem magnetischen Verhalten nach kann sie als normal angesehen werden.

Wenden wir uns nach Neuburg, etwa 20 km donauabwärts, so lag hier die Station auf der linken Donauseite, etwa 20 m über dem Donauspiegel. Die geologische Lage ist sehr ähnlich jener bei Ulm und Donauwörth. Die Station stand auf oberem Malmkalk, der den Fußpunkt des Platzes bildet und nördlich davon in größerer Verbreitung zu finden ist. Die obermiocänen Schichten treten nahe dabei in ziemlicher Mächtigkeit auf. Die zu verschiedenen Zeiten vorgenommenen Messungen ergaben etwas abweichende Resultate, aus denen hervorzugehen scheint, besonders wenn man I. in Betracht zieht, daß die Station lokal etwas gestört ist. Die beiden anderen Größen bleiben etwas über normal, doch ergibt auch hier die ältere Messung, die an einem vom späteren Messungspunkte nur wenig entfernten Platze vorgenommen worden war, etwas größere H.

Die nächste Station bei Ingolstadt scheint, infolge der kriegerischen Schicksale dieses Platzes selbst, kaum berücksichtigbar, da schon ein in der Erde liegendes Hartgußstück starke Einwirkung auf eine Magnetnadel ausüben kann.

Die nächste Station stand bei Neustadt a. D. auf Donaualluv. Die Schotter der Hochebene, sowie die obermiocänen Schichten bilden im Süden ausgedehnte Ablagerungen. D. und I. sind etwas über normal, H. ist etwas zu klein.

Nahe dabei liegt Abensberg. Hier tritt wieder der Malm in einzelnen Kuppen zu Tage; im Süden breitet sich Miocän und Hochebenenschotter, ähnlich wie bei Neustadt, aus. Die Werte der magnetischen Elemente ändern sich gegen die jener Station noch etwas, so daß I. stark unter normal herabgeht.

Die letzte Station an der Donau, bevor sie ihre nördlichste Breite erreicht, ist Kelheim. Hier mündet die Altmühl, nachdem sie in tiefem Tal das Gebirg durchschritten hat, in die Donau. Die Station stand zwischen den beiden Flüssen auf jung alluvialem Boden, nahe der Stadtmauer, auf einer Wiese. Dieser Platz liegt mitten im Jura; auf allen Seiten, mit Ausnahme nach Osten, wohin sich das Donautal erstreckt, erheben sich zum Teil jäh ansteigende Höhen, die von Kreide oder Juraüberdeckung überlagert sind. Der Diceraskalk, der hier in nächster Nähe der Station ansteht, ist ein fast nur aus CaCO_3 bestehendes Gestein, das wohl kaum die magnetischen Elemente beeinflussen kann und, da stärker eisenführende Ablagerungen in der Nähe nicht vorkommen, so dürfte auch diese Station als fast unbeeinflusst von lokalen Störungen betrachtet werden. Im Osten ziehen sich zwar größere Schotter bis nahe an den Platz heran, doch sind diese, da sie fast durchweg aus angeschwemmten Malmgesteinen bestehen, wirkungslos. D. ist normal, H. bleibt innerhalb der Fehlergrenzen über normal, I. ebenfalls innerhalb dieser Grenze unter normal. Es darf daher die Station ebenfalls als normal angesehen werden.

Übersieht man die letztgenannten nahe oder an der Donau gelegenen Stationen, so ergibt sich, daß sich ein systematisches Verhalten in ihren erdmagnetischen Größen nicht zeigt. Selbst wenn man die von LAMONT für seine Messungen noch möglichen Fehlergrenzen in Betracht zieht, die, wie schon angeführt, für D. bis zu 2', für H. 0,020 und für I. bis zu 3' ansteigen können, so bleibt doch die Verteilung der Differenzen über oder unter normal ohne Regelmäßigkeiten. Da aber die Genauigkeit der Messungen weit größer ist als die angeführte Fehlergrenze, so ergibt sich, daß zwischen geologischer Lage und erdmagnetischen Größen nach den hier angewandten Methoden Beziehungen sich nicht finden lassen, oder daß sie, falls sie vorhanden sind, sich nicht, da die tieferliegenden geologischen Verhältnisse durch jüngste Bildungen verdeckt sind, zu erkennen geben.

Wenden wir uns nun dem Gelände südlich der Donau zu, so finden wir hier eine etwa 100 km breite und an 200 km lange wenig geneigte Fläche, deren stärkstes Gefälle im Westen NNW., dann rein nach Norden und von der Umgegend Münchens an der Hauptsache nach gegen NO. oder O. gerichtet ist. Die geologischen Verhältnisse der Oberfläche der oberbayerischen Hochebene sind, soweit es sich nicht um die Randgebiete nahe dem Bayerischen Wald oder dem Alpengebirge handelt, verhältnismäßig sehr einfach.¹⁾ Vom Hochgebirge aus erstrecken sich bis weit in die Ebene hinaus Moränen mit ihren Schottern. Für die Hochebene sind es vier Hauptstrecken der Alpen, von denen die Gletscher aus dem Gebirge heraustraten. Die westlichste ist das Allgäu, hieraus entströmten der Iller- und Lechgletscher, der bis in die Gegend von Memmingen, also bis etwa zum 48° n. B. vordrang, dann folgte mit der Basis Schongau-Tölz der Loisach-Isargletscher, der etwa bis zum 48° 10' sich nach Norden erstreckte, ferner der Inngletscher mit der Austrittspforte Kufstein, der sich ungefähr ebensoweit nach Norden ausdehnte, und schließlich der Salzachgletscher mit dem Tor bei Salzburg, der sich bis nahe Burghausen, also etwa bis zum 48° 10', über die Ebene hinzog. Längs des

¹⁾ v. AMMON, Die Umgebung von München.

Gebirgsrandes berühren sich diese Gletscher auf längerer oder kürzerer Strecke, so daß am Fuße des Hochgebirges ein zusammenhängender Moränengürtel liegt. Im Bereiche dieser Moränen und der sich anschließenden Schotter finden sich nun zahllose Geschiebe und Gerölle, die ihren Ursprung im Zentralgebiete der Alpen haben und hier kurz als Granite und kristalline Schiefer, oder als Zentralgesteine bezeichnet werden mögen.¹⁾

Es würde zu weit führen, wenn hier auf diese Gesteine näher eingegangen würde, und ich verweise hier auf die schon erwähnte Arbeit; es soll nur erwähnt werden, daß nicht selten in ihnen ein größerer oder kleinerer Gehalt an Eisenmineralien, wie Magnetit u. s. w., sowie andere stark eisenhaltige Mineralien vorkommen, die eine Einwirkung auf erdmagnetische Vermessungen nicht ausgeschlossen erscheinen lassen.

Der Hauptsache nach bestehen diese Ablagerungen aus Kalken, Dolomiten, Sandsteinen und den eben erwähnten Zentralgesteinen, die hauptsächlich in den jüngeren Bildungen zu finden sind. Da nun ferner die jüngeren Ablagerungen meistens, da wo nicht durch Erosion das Miocän zu Tage tritt, die Oberfläche bilden und diese Gesteine vermöge ihres höheren spezifischen Gewichtes stellenweise zusammengeschwemmt sind, so scheinen sich Differenzen in den erdmagnetischen Elementen näher gelegener Punkte leicht dadurch erklären lassen zu können.

Ich habe daher, und es wurde schon stellenweise in den vorhergehenden Zeilen das größere oder kleinere magnetische Moment eines Gesteines erwähnt, eine Reihe von Gesteinen und Gesteinsarten auf ihr magnetisches Verhalten untersucht und da mir diese Ergebnisse viele sonst nicht erklärbare Differenzen in den Messungen verständlicher erscheinen lassen, so möchte ich hier auf die Methoden der Messungen und ihre Ergebnisse hinweisen, deren genauere Beschreibung sich auf S. 226 dieser Arbeit finden.

Nach diesen Messungsergebnissen ist eine Wechselwirkung zwischen Magnet und Gesteinen in größerem Maße vorhanden. Wir müssen daher auch, so gut der Magnet auf die Gesteine einwirkt, annehmen, daß die Gesteine in umgekehrter Weise auf den Magneten rückwirkend sind. In welchem Maße dies ist, hängt von der Entfernung der Magnetnadel, von dem betreffenden Gestein und von dem Gesteinscharakter sowie der Gesteinsmenge ab. Ist das Gestein, oder was wohl am häufigsten der Fall sein wird, das aus dem Gestein entstandene Verwitterungsprodukt, mit anderen Verwitterungsprodukten oder mechanischem Zerkleinerungsmaterial anderer Gesteinsarten gemischt, so kann, je nach Mischung, ein stärker oder schwächer einwirkender Boden entstehen. Sehr leicht möglich wäre es auch, daß sich zweierlei Wirkungen an einem Platze verstärken oder aufheben können.

Wie die Untersuchung ergeben hat, sind verschiedene Lehme sehr stark magnetisch. Es könnte nun der Fall eintreten, daß auf alluvialem Boden sich eine starke Decke eines derartigen Lehmef befindet, läge nun aber unter dem Lehm auf einer Seite der magnetischen Station ein aus einem Kalk bestehender Schotterrücken, so daß das eine Ende der Nadel diesem näher wäre wie das andere, so müßten sich diese beiden Kräfte summieren und es könnte dadurch eine immerhin einige Bogenminuten betragende Änderung der Magnetnadel eintreten, die an einem wenig davon entfernten Punkte nicht zu finden ist. Denkt man sich dagegen ein größeres Feld um eine Station, das entweder aus stark magnetischem Lehm oder aus einer Schotter-

¹⁾ v. AMMON, Die Umgebung von München.

ablagerung, die starke Mengen von Zentralalpengesteinen enthält, besteht, so würde die Deklination dadurch wohl weniger gestört werden, da eine gleichmäßige Verteilung dieser Gesteine über größere Flächen die Richtung der Deklination nicht stören kann, wohl aber könnte die Bestimmung der Inklination und Horizontalintensität dadurch starke Beeinträchtigung erfahren. Da, wie PENK¹⁾ angibt, Schotterlagen vorkommen, die bis zu 25% kristallinen Schiefer enthalten und diese, wie gezeigt werden wird, ein sehr starkes magnetisches Moment besitzen, so erscheint es sofort klar, daß die Bestimmung der I. auf einem derartigen Platze wohl kaum den wahren Wert angeben kann.

Ebenso verhält es sich aber auch mit der Horizontalintensität. Bedenkt man, daß diese magnetische Größe diejenige Kraft darstellt, die die Magnetnadel in ihrer Richtung festhält, so ist es sofort einleuchtend, daß diese Kraft durch Zwischenschaltung einer stärkeren magnetischen oder diamagnetischen Lage bedeutend verändert werden muß.

Betrachtet man nun die Messungsergebnisse LAMONTS, die er manchmal an wenig auseinander liegenden Punkten erhielt, so zeigen sich nicht selten ziemlich beträchtliche Differenzen, so zeigte sich z. B. bei Lindau der Unterschied der beiden Stationen am Hoyerberg E. u. F., die beide an demselben Tag gemessen wurden, für D. zu 5,3' Bogenminuten, (dabei befanden sich die Stationen nur 100 m voneinander. Bedenkt man ferner, daß der Untergrund hier aus Moränen besteht, der stark von kristallinem Material durchsetzt ist, und in dem stellenweise sogar große Blöcke von zentralalpinen Gesteinen, die nicht selten viel Magneteisen in größeren Kristallen enthalten, sich finden, so scheint sofort ein derartiges Verhalten zweier wenig voneinander gelegenen Plätze leicht verständlich. Ein ähnliches Verhalten war bei Günzburg zu beobachten, wenn auch hier die Stationen weiter auseinanderlagen, so sind doch die Differenzen von 6' so bedeutend, daß nur lokale Untergrundsverhältnisse diesen Betrag erklären können. Ohne auf weitere Beispiele einzugehen, die leicht um eine beträchtliche Anzahl vermehrt werden könnten, mag nur noch erwähnt werden, daß Stationen, die auf anstehendem Gestein liegen oder anstehendes Gestein in nicht großer Tiefe unter sich hatten, größere Übereinstimmung unter sich zeigten, wie solche, die auf alluvialem oder diluvialem Boden gelegen waren.

Es ergibt sich aber nun noch weiter, daß die magnetischen Kurven, die auf der arithmetischen Mittelbildung der Vermessungsergebnisse beruhen, nicht sofort einen Überblick über die geologischen Verhältnisse ergeben können, da bei der Mittelbildung sozusagen der Lokalcharakter einer einzelnen Station, wenn noch andere Stationen in der Nähe liegen, verwischt wird. Aus diesem Grunde habe ich daher auch die auf S. 188 beschriebene Methode zum Vergleich der geologischen mit den erdmagnetischen Verhältnissen angewandt.

Aus den angeführten Gründen möchte ich die magnetischen Ortsbestimmungen mancher Plätze, die auf Moränen oder Moränenschottern der Niederterrasse u. s. w. liegen, hier für das erste unberücksichtigt lassen.

Das Liegende dieser fluviolglazialen Ablagerungen bildet auf der Hochebene hauptsächlich das obere Miocän. Dieses setzt sich aus feinen Tonen, die reich an Radiolarien sind, Sanden, Mergeln und schwachen Sandsteinlagen zusammen. Von der Iller an bis herab nach Passau zur Einmündung des Inn in die Donau und bis zum Donauufer wird, mit Ausnahme der kleinen Teile bei Kelheim und

¹⁾ PENK, Die Alpen im Eiszeitalter.

Regensburg, sowie der näheren Umgebung nordwestlich von Passau die Hochebene im Untergrund von diesen Miocänschichten, soweit bekannt, aufgebaut.

Beginnen wir wieder im Westen der Hochebene, so finden wir hier nur eine Station im unbeeinflussten Gebiete und zwar bei Mindelheim. Da jedoch hier die magnetischen Größen normales Verhalten zeigen, so erledigt sich dieser Punkt von selbst.¹⁾ Ähnliche fast normale Verhältnisse zeigen sich dann weiter auf der Hochebene bis in den Meridian von München. Auch hier sind die Differenzen von den normalen Werten so gering, daß sie vollständig in die Grenzen der unvermeidlichen instrumentalen Fehler fallen.

Auch in dem Gebiete südlich Regensburg zwischen Donau und Isar bleiben diese Verhältnisse bestehen, soweit es H. und I. betrifft. Nur D. zeigt schwache Abweichungen von der normalen Größe, die auf einer Linie, die ungefähr über Landshut und Regensburg geht, ihr Maximum erreichen. Ob hier etwa in der Tiefe eine Fortsetzung des Bayerischen Waldgebirges zu vermuten ist, mag dahingestellt bleiben, jedoch würden sicher, wenn ein „größeres Gebirge“ hier versunken wäre, auch H. und besonders I. größere Differenzen von Normal erkennen lassen, was aber nicht der Fall ist.

Weiter im Osten schließt sich nun das interessante Gebiet zwischen Straubing und Ortenburg an. Leider liegen aus diesem Teile nur wenige Messungen vor und zwar nur von Straubing, Ortenburg, Deggendorf und Vilshofen, und hier fehlt I., sowie von Vilshofen liegt nur eine Messung von H. vor. Da sich demnach die von diesem Gebiete vorliegenden erdmagnetischen Linien nur als Interpolationskurven darstellen, so muß ich mir leider versagen, auf dieses besonders in der letzten Zeit durch ROTHPLETZ so interessant gewordene Gebiet²⁾ näher einzugehen. Da jedoch die drei ersten Stationen schon so nahe am Gebirge liegen, daß sie kaum unbeeinflusst sein werden, so bleibt allein der Platz bei Ortenburg übrig und diese Station zeigt in erdmagnetischer Beziehung auffallenderweise so geringe Abweichungen von den normalen Größen, daß sich hieraus kein Schluß über unterirdische Lagerungsverhältnisse ziehen läßt. Da bis auf etwa 4 km nördlich noch der Granit vom bayerischen Wald herabreicht, unweit davon noch eine größere Verwerfung vorbei zieht, ferner Jura und Miocän in mannigfachem Wechsel bei verschiedenem Einfallen der Schichten vorkommt, so erscheint es vielleicht verständlich, daß durch das Zusammenwirken der verschiedensten die magnetischen Größen beeinflussenden Verhältnisse wieder normale magnetische Werte zustande kommen.

In letzter Zeit hat FRENTZEL³⁾ den Gedanken ausgesprochen, daß in der Tiefe von Pfarrkirchen, also etwa 40 km westlich von Passau, im Tale der Rott ein Granitlakkolith in der Tiefe zu vermuten sei.

Der Hauptgebirgsstock des bayerisch-böhmischen Waldgebirges findet seine südliche Grenze an der Donau. Hier lagern sich an den Granitstock Gesteine an, die von GÜMBEL als Bunter Gneis und Dichroitgneis bezeichnet wurden, die aber nach den jüngsten Untersuchungen injizierte Schiefer darstellen, die durch eine südlich vorgelagerte Granitmasse ihre petrographische Eigentümlichkeit er-

¹⁾ Die magnetische Karte LAMONTS läßt für D. hier eine Krümmung erkennen, die auf eine größere D.-Abweichung westlich Augsburg schließen läßt. Dies kann nur auf einer nicht veröffentlichten Messung beruhen, da Messungen eines dort gelegenen Punktes nicht gedruckt vorliegen.

²⁾ ROTHPLETZ, Die ostbayerische Überschiebung u. d. Tiefbohrung b. Straubing. Sitzungsber. d. K. bayr. Akad. math.-phys. Klasse. 1911.

³⁾ FRENTZEL a. a. O. S. 187.

langt haben. Hier zeigt sich, daß nahe der Donau, also am Rande des Gebirges alle jene für die Kontaktmetamorphose so eigenartigen Mineralien, wie Kordierit, Granat u. s. w. sich finden. Die weiter südlich gelegene Granitmasse dagegen, die noch bis nahe Ortenburg zu Tage tritt, häufig aber auch schon von Jura und Miocän überdeckt ist, zeigt in ihren südlichsten, überhaupt den vom Gebirge weiter entfernten Teilen, von diesen Kontaktmineralien nichts mehr. Es wird daher aus dieser Erscheinung der Schluß gezogen, daß in der Tiefe ein Granitlakkolith versteckt sei, der vielleicht in der Umgebung von Pfarrkirchen durch jüngere Bildungen verdeckt läge. Von letztgenanntem Orte liegen nun zwar keine Messungen vor, dagegen von Eggenfelden, das etwa 15 km rotaufwärts liegt. Auffallenderweise ist hier H. und I. ziemlich beträchtlich zu gering, während sich D. nur wenig über normal erhebt. Es könnten diese Umstände also als Stütze der obenangeführten Hypothese angesehen werden.

Südlich Passau zieht sich der Granit etwa noch 20 km inaufwärts bis nach Taufkirchen. Zwischen der Einmündung der Rott in den Inn bei Schärding dehnt sich eine ziemlich beträchtliche Ebene, die Pockinger Heide aus. Auf dem linken Rottufer findet sich noch Miocän, das ebenfalls auf dem rechten Innufer zu Tage tritt. Die Pockinger Heide selbst stellt eine alluviale Anschwemmung (Niederterrasse) des Inns und der Rott dar, die auf Miocän lagert. Die Messungen, die bei Pocking vorgenommen wurden, ergaben Werte, die jenen von Ortenburg sehr gleichkommen. D. ist, wird die angenommene Fehlergrenze berücksichtigt, fast normal, H. etwas zu groß, I. bleibt innerhalb der Fehlergrenzen unter normal. Es kann also daraus gefolgert werden, daß im Untergrund dieser Station ähnliche geologische Verhältnisse wie bei Ortenburg oder ganz normale herrschen.

Die geologischen Verhältnisse ändern sich weiter inaufwärts bis Marktl und weiter an der Salzach bei Burghausen und Tittmoning kaum. Nahe Burghausen gelangt man wieder in das Gebiet der Vergletscherung, speziell des Saalachgletschers und etwas weiter salzachaufwärts, nahe Laufen, tritt man in die Randzone des Hochgebirges. Südlich davon, etwa $2\frac{1}{2}$ km näher dem Gebirge,¹⁾ zieht eine große tektonische Linie durch, welche den Flysch gegen Molasse und jüngeres Tertiär verwirft. Das Flyschgebiet ist stark verbreitert, während die Molasseschichten ein schmäleres Gebiet einnehmen.

Das jüngste Präzisionsnivellement zwischen Marktl und Freilassing, das etwa 20 km südlich Laufen liegt, hat nun ergeben, daß sich seit dem Jahre 1887 hier wohl eine Hebung vollzogen haben muß, die das ganze ungefähr 5 km nördlich Freilassing gelegene Gebiet in seiner Höhenlage gegen den südlichen Teil verschoben hat. Da die ganze Entfernung zwischen den beiden Endpunkten Freilassing — nahe Salzburg — und Marktl 64 km beträgt, die Höhendifferenz aber 90,5 mm ausmacht, so ist dieser Betrag, der bei der Genauigkeit der Nivellements-ausführung als tatsächlich vorhanden angenommen werden muß, so groß, daß es nur als Äußerung großer geotektonischer Vorgänge, die bis in die Jetztzeit fort-dauern, aufgefaßt werden kann.

Wir hätten demnach auf der Strecke Marktl-Freilassing eine Linie vor uns, wo nachweislich auch jetzt noch geotektonische Kräfte tätig sind. Auffallend ist nun weiter, daß auch auf dieser Strecke die erdmagnetischen Größen starke Differenzen gegen die normalen Größen erkennen lassen, die sich besonders bei der

¹⁾ v. AMMON, Die Ergänzungen z. bayr. Präzisionsnivellement v. Dr. M. SCHMIDT, München 1905.
Geognostische Jahreshefte. XXVI. Jahrgang.

H. bemerkbar machen. Marktl, Burghausen, Tittmoning, Laufen und Leobendorf, nahe Laufen, besitzen alle eine zu geringe H. und die beiden letztgenannten auch zu große I., während D. normal ist oder sich nahe normal hält.

Läßt man die beiden Stationen Reichenhall und Berchtesgaden, die wegen ihrer komplizierten geologischen Umgebung und der geringen Anzahl von erdmagnetischen Messungen als vereinzelt Plätze keine systematische Beziehungen zum geologischen Aufbau erkennen lassen, hier weg, so schließt sich an die Linie Marktl-Freilassing im Westen ein Gebiet an, das sich wieder durch die Ausbreitung von Moränen und Moränenschottern auszeichnet, die den Vorbergen des Hochgebirges angelagert sind.

Überblickt man die geologische Übersichtskarte dieser Gegend, so erscheint auf den ersten Blick der Gebirgsaufbau ziemlich einfach zu sein.

Dem Hochgebirge, das wegen seiner größeren Entfernung und dem Fehlen von erdmagnetischen Stationen hier außer Betrachtung gelassen werden kann, lagert sich der Flysch als breitere oder schmalere Gebirgszone vor, dem sich im Norden die jüngeren Tertiärschichten, die seltener unter der Moränen- und Schotterdecke zu Tage treten, anschließen. Nun hat aber REIS gezeigt,¹⁾ daß diese Regelmäßigkeit nur scheinbar ist und daß ein höchst verwickelter Gebirgsbau, der in vielfacher Wiederholung derselben Schichten besteht, die den verschiedensten Fazieswechsel erkennen lassen, die breite Flyschzone bewirkt. Wie bekannt, treten ferner auch in dieser Gegend zum Teil stärkere Eisenerzflöze, so am Kressenberg, im Schichtenverbande auf. Da derartige kleinere Flözbildungen, von den jüngsten Ablagerungen verdeckt, auch an anderen Stellen noch vermutet werden könnten, und das ganze Gebiet von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt ist, so werden Abweichungen von den normalen erdmagnetischen Größen hier kaum etwas Auffallendes sein.

Und doch erscheinen auch hier wieder in dem Charakter der erdmagnetischen Größen auffallende Beziehungen, die auch in dieser Art das ganze Gebiet als zusammengehörig erscheinen lassen. Die nahe gelegenen Plätze, Siegsdorf, Traunstein, Piding, nahe Salzburg, Söllhuben westlich des Chiemsees, Arlaching am Ostufer dieses Sees und Teisendorf sowie Hochberg bei Traunstein, zeichnen sich dadurch aus, daß sie zu kleine D., zu geringe H. und, wo gemessen, zu große I. haben. Letztes Verhalten teilt nur Söllhuben nicht, das zu kleines I. hat.

Die Station Siegsdorf liegt im Tal, nahe dem Zusammenfluß von roter und weißer Traun, auf einer quartären Talterrasse. Moränen und Moränenschotter mit kristallinen Gesteinen ziehen sich auf den Flußufern bis etwa 1 km an die Station heran. Im Untergrund ist Molasse zu erwarten, die nahe dabei nach Norden einfällt. Ungefähr 300 m südlich ist eine Verwerfung zu vermuten, die die Molasse gegen obere Kreide verwirft. D. ist etwas zu klein, H. beträchtlich unter normal, I. ziemlich zu groß. Die weitere Umgebung im Süden ist von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, so dass sich in mannigfacher Wiederholung die Schichten wiederfinden. Der Flysch selbst lagert sich als breiter Stock im Sulzberg den triassischen Schichten vor.

Ähnlich dürften die geologischen Verhältnisse nahe Teisendorf sein, doch hindert hier die zu mächtige Moränen- und Schotterdecke eingehendere geologische Beobachtungen. Die Stationen selber lagern auf Ablagerungen mit kristallinen Gesteinen. In einiger Entfernung der Punkte, an denen die Messungen vorgenommen

¹⁾ REIS, diese Zeitschrift 1895.

worden waren, tritt Flysch sowie untermiocäner Sandstein zu Tage. Hart an einer Station dürfte eine Verwerfung durchziehen. Gemessen wurde an zwei Stellen, die etwa 100 m voneinander entfernt lagen. Die Werte für D. sind schwach unter normal, dagegen ist H. wieder beträchtlich zu klein.

Über Traunstein liegen geologische Spezialaufnahmen noch nicht vor, doch dürften hier die geologischen Verhältnisse ähnlich, aber doch einfacher sein. Der Untergrund der Station selbst besteht aus Untermiocän, die flachen Höhen sind fast vollständig von diluvialen Ablagerungen bedeckt. D. und H. sind zu klein, I. etwas über normal.

Söllhuben und Arlaching haben beide in tiefem Untergrund die jüngere Meeresmolasse, den Boden der Stationen bilden diluviale Absätze, Moränen und Schotter. Besonders nahe Söllhuben zeichnen sich die Moränen durch große erratische Blöcke aus. Bei beiden ist D. und H. zu klein, jedoch bei ersteren näher normal als bei letzteren. I. ist nur noch von Arlaching bekannt und hier etwas über normal, doch nicht über der Fehlergrenze (+ 2,5').

Die Station auf dem Hochberg liegt ungefähr 160 m über dem Tal bei Höhe 775. Der südliche Teil der Anhöhe besteht nach der GÜMBEL'schen Karte aus älterer, der nördliche aus jüngerer Meeresmolasse, die Schichten fallen nach N. ein. Moränen überlagern die kleine Höhe. Auffallend ist, daß hier sämtliche magnetischen Elemente unter normal bleiben, eine Erscheinung, die, da sie in diesem Gebiete allein dasteht und nur je eine Messung der Elemente vorliegt, nicht gut erklärt werden kann.

Der Hochberg liegt zwischen Siegsdorf und Traunstein, und ist auf dem Kärtchen wegen Platzmangel nicht angegeben.

Der letzte zu dieser Reihe gehörige Punkt ist Piding. An der Ausmündung eines Tales, des Achentales, in dem Salzburgerischen Kessel gelegen, liegt es im Flyschgebirge auf Moränenschottern.

Der Flysch bildet hier einen breiten Gürtel, der sich im Süden an triassische Schichten anlagert und oberflächlich von den Ablagerungen des ehemaligen Salzachgletschers in der beckenartigen Auskolkung bei Salzburg unterbrochen wird. Die nächste Umgebung der Station besteht wieder aus Moränenschottern, die ziemlich reich an kristallinen Gesteinen sind. Diese Schotter setzen sich auch noch jenseits der Saalach in der Talebene fort, in der Salzburg liegt. Der Flysch stößt hier auf eine weite Strecke ohne Zwischenlagen von Jura, Kreide u. s. w. direkt gegen obere Triassschichten ab. Nur auf eine kurze Erstreckung nahe Piding findet sich obere Kreide als Zwischenlagerung. Erst wieder am Untersberg zeigen sich diese jüngeren und älteren Formationen in reicher Entwicklung. Wenn auch bei Piding nach alledem die geologischen Verhältnisse im speziellen etwas anders sind als bei den hier letztbeschriebenen Punkten, so bleiben doch die großen geologischen Hauptzüge bestehen. Das Hauptstreichen der Schichten ist O.—W. Die Station selbst liegt in der Außenzone der Alpen auf Flyschschichten. Wir sehen daher auch hier noch, daß D. und H. zu klein sind, leider fehlt die Bestimmung von I.

Das nicht ferne gelegene Reichenhall zeichnet sich, wie schon ein flüchtiger Blick auf die geologische Karte beweist, durch ganz besondere geologische Verhältnisse aus. Obwohl früher erwähnt wurde, daß, da es eine ganz einzig dastehende Lage hat, nicht näher darauf eingegangen werden kann, indem es auch in erdmagnetischer Beziehung, es hat in allen Größen einen beträchtlichen Überschuß über normal, vereinzelt dasteht, so muß es doch hier kurz erwähnt werden.

Schon orographisch ganz eigenartig gelegen, zeichnet sich seine Lage in geologischer Hinsicht durch interessante Eigentümlichkeiten aus.

Der Platz selbst wird von einem schmalen stark nach O. einfallenden Muschelkalkzug getragen, der von Moränen bedeckt ist.

Der westliche Teil dieses Zuges ist wohl, zumeist oberflächlich, durch Erosion verschwunden, sein nicht Wiederauftauchen am gegenüberliegenden Gehänge aber durch Schichtenstörung, durch welche auch die Kreideschichten bis zum Tal herabgesenkt sind, bedingt. Wie die geologische Karte erkennen läßt, finden sich diese Schichten an der Nord-, West- und Südwand dieses Talkessels, wogegen Werfener Schichten und Muschelkalk in seiner Mitte zu Tage treten und sich noch bis nach Großmain, also etwa 2 km östlich, hinziehen. Mit einem Einbruchskessel vergleichbar, finden sich in größeren Höhen die älteren und am Fuße oder nahe dem Fuße der den Kessel umgebenden Berge die jüngeren Schichten und nur in der Mitte zeigen sich die ältesten anstehenden Lagen. Wir sehen also auch hier wieder, daß einem ganz eigenartigen geologischen Gebirgsbau eigenartige erdmagnetische Verhältnisse zukommen..

Übersieht man die topographische Lage der Plätze Siegsdorf, Traunstein, Teisendorf, Söllhuben, Arlaching und Piding, so zeigt sich, daß alle diese Stationen entfernter vom Hochgebirge in der Ebene liegen, daß sie sozusagen einer äußeren Zone angehören.

Die nun weiter folgenden Plätze, von denen ebenfalls erdmagnetische Messungen vorliegen, die Orte Immenstadt, Füssen, Kohlgrub, Partenkirchen, Murnau, Osterhofen, Schliersee, Tölz, Kochel, Inzell, Berchtesgaden liegen alle dem Gebirge näher, andere, wie Partenkirchen, Osterhofen, Schliersee u. s. w., im Gebirge selbst, sie gehören also einer inneren Zone an.

Wie sich ergeben hatte, zeichneten sich die Stationen der äußeren Zone, wenn das hier zu Grunde gelegte System von magnetischen Linien als normal angenommen wird, dadurch aus, daß D. und H. zu klein, I. zu groß gefunden wurde. Bei den Stationen der inneren Zone ändert sich nun dieses Verhalten etwas, D. ist fast stets zu klein, H. zu groß, I. zeigt meistens zu kleine Werte.

Beginnt man im Westen, so liegt die erste der hierher gehörigen Stationen nahe Immenstadt auf der südlich gelegenen Anhöhe bei der Mittagsalm. Der Platz liegt ungefähr bei 1200 m Meereshöhe, also etwa 470 m über der Talsohle. Gemessen wurde an zwei ziemlich auseinanderliegenden Zeitpunkten, Differenzen in den beiden Messungsreihen sind vorhanden, doch bleiben sie ziemlich innerhalb der Fehlergrenze. Da aber an demselben Platze die beiden Reihen vorgenommen wurden, so kann das Mittel aus den Messungen genommen werden. I. ist nahe normal, doch bleibt es etwas darunter, H. ist zu groß, I. innerhalb der Fehlergrenze zu klein. Die geologischen Verhältnisse scheinen einfach zu sein. Die Station liegt auf Flysch, der nach SO. einfällt. Die Hauptstreichrichtung des Gebirges ist fast rein SW.—NO. Dieses Gestein nimmt im Meridian von Immenstadt einen breiten Saum des Gebirges ein, der hier fast 24 km beträgt. Erst 14 km südlich der Station treten, sieht man von den kleineren vereinzelt Juraschollen, die sich dann und wann finden, ab, Kreideschichten auf. 3 km östlich der Stationen verläuft das Illertal in fast rein N.—S.-Richtung, das jenseits vom Grünten eingengt wird. Im Grünten erhebt sich ein Kreidegebirgsstock bis zu beträchtlicher Höhe, welcher der Anfang eines etwa 20 km langen Kreidezuges ist, der in annähernd SW.—NO.-Richtung verläuft.

Im Illertal ist dieser Kreidezug hier durch Verwerfung oder einen in N.—S.-Richtung ergangenen Gebirgsschub abgebrochen und erscheint erst wieder 12 km südlich nahe Oberstdorf auf der westlichen Gebirgsseite der Iller.

Die nächsten Stationen befanden sich bei Füssen. Zwei davon lagen auf der Lechalluvion, drei weitere dagegen auf der südlichen Anhöhe, dem Kalvarienberg, auf Wettersteinkalk.

Die beiden an erster Stelle genannten Stationen müssen, da schon ihr D. um 6' auseinandergeht, als lokal zu stark gestört betrachtet werden und daher unberücksichtigt bleiben. Die drei weiteren stimmen gut überein, und auch die letzte, die auf der Spitze des Kalvarienberges stand, hält sich noch innerhalb der Fehlergrenzen. D. ist etwas zu klein, H. zu groß, I. zu klein. Die am niedrigsten gelegene Station lag noch mehrere Meter über dem Lechalluvium. Der Wettersteinkalk¹⁾ baut den Westteil und den mittleren Teil des kleinen Bergrückens auf, der von mehreren SO.—NW. verlaufenden Verwerfungen durchschnitten wird, so daß sich im Osten des Rückens an seiner N.-Seite Raibler Schichten, im Süden aber ein von den Verwerfungen zerstückelter Zug von Wettersteindolomit findet, an den sich am Fuße der Anhöhe weiter noch Partnachschiefer anlegen. Die größte Abweichung dieser Messungen findet sich bei H. und zwar wieder bei der der Verwerfung am nächsten gelegenen Station. Da jedoch nicht zu selten im Wettersteinkalk Erzkonzentrationen vorkommen, die sich natürlich auch gerne an Verwerfungen halten, so könnte auch dadurch eine lokale Beeinflussung der obersten Station hervorgerufen sein.

Die nächste Station findet sich auf dem 2050 m hohen Säuling, der höchsten Spitze der Hohenschwangauer Alpen. Auch hier ist eine ähnliche Verteilung in den erdmagnetischen Werten vorhanden. D. ist etwas zu klein, H. zu groß, dagegen I. normal. Der Säuling ist ein isoliert dastehender, jäh ansteigender Felskegel, der an vielen Stellen von steilen Felswänden aufgebaut wird. Den Hauptstock, die Nord- und Ostwand und den nach SW. sich verflachenden Grat bildet der Wettersteinkalk, an den sich im Süden längs des Lehnbaches Hauptdolomit mit schwachen Zwischenlagen von Raibler Schichten anlegt. Von Westen dringt bis nahe der Spitze ein Keil von Partnachmergeln und Kalken vor, die sich auch am Fuße des Berges im Norden vorfinden.

Die nächsten Stationen finden sich nahe Kohlgrub und auf dem Hörnle, der Höhe südlich des Ortes. Der allgemeinen Lage nach sollte dieser Platz zu der äußeren Zone gerechnet werden, da er schon fast in der Ebene liegt. Geologisch jedoch gehört er schon der inneren Zone an, da die oberen Oligocänschichten hier hindurch streichen, während die Stationen der äußeren Zone, mit Ausnahme von Piding auf Miocän lagern. Während der Punkt nahe Kohlgrub selbst auf diluvialen Schottern liegt, fallen die Schichten der älteren Meeresmolasse und Süßwassermolasse, die die nördlich davon gelegenen Hügelketten aufbauen, ziemlich steil nach Süden ein. Das Streichen der Schichten ist in der Gegend ausgesprochen O.—W., größere Störungen scheinen, der geologischen Karte nach zu schließen, nicht vorzukommen. D. und I. sind zu klein, H. zu groß.

Die Bergstation Hörnle liegt auf Flyschgestein, wie überhaupt der ganze Gebirgsstock zwischen Kohlgrub, Oberammergau, Eschenlohe und Aschau aus diesem Gestein, das aber gerade hier sehr stark quarzsandführend ist, aufgebaut wird. Das

¹⁾ Böse E., Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen, diese Jahreshäfte 1893.

Streichen der Schichten ist dem oben erwähnten gleich, jedoch fallen die Schichten, wie das Publikationsblatt Werdenfels erkennen läßt, im Norden des Hörnle nach Norden, auf seiner Südseite dagegen südlich ein, so daß also gerade hier scheinbar ein Schichtensattel sich befindet. Das erdmagnetische Verhalten bleibt dem der schon erwähnten nahen Station ähnlich. D. ist etwas zu klein, H. nahe normal, doch noch etwas zu groß, I. ebenfalls zu klein.

Ungefähr 10 km östlich von der Kohlgruber Station liegt jene bei Murnau. Sie befindet sich auf der Nordseite des kleinen von Kohlgrub herüberziehenden Bergrückens, der noch dieselbe geologische Zusammensetzung erkennen läßt wie bei Kohlgrub. Im Norden ist ältere Süßwasser-, im Süden ältere Meeresmolasse. Streichen und Fallen bleiben bestehen. Südlich Murnau breitet sich ein alter Seeboden, der jetzt vermoort ist, bis nach Eschenlohe, also in einer Erstreckung von ungefähr 8 km aus. Aus diesem Moor ragen mehrere kleine Hügel hervor, die der Mehrzahl nach aus Flyschgesteinen bestehen, deren Fall- und Streichrichtung mit dem hier herrschenden übereinstimmt. Es müssen also diese Hügel, die „Kögel“ als aus anstehendem Flysch zusammengesetzt angesehen werden. Nur an einer Stelle, nicht weit von Murnau entfernt, findet sich Gaitsandstein. Da die Kreide in normaler Lagerung erst bedeutend weiter im Süden auftritt, so muß angenommen werden, daß hier eine größere Störung hindurchgeht. Von Osten herüberstreichend finden wir zwei Kreidezüge mit zwischenliegendem Flysch, die bei Gmund am Tegernsee beginnend sich bis nahe Murnau fortsetzen. Hier aber verschwindet der nördliche Zug und der südliche erleidet auf der Westseite der Loisach, südlich Murnau eine stärkere Verschiebung nach Süden.

Östlich der Loisach zwischen Ohlstadt und Kochelsee nimmt die Flyschzone ungefähr eine Breite von 4, westlich davon aber von etwa 7 km ein. Nahe Murnau findet also ein stärkerer Wechsel am Gebirgsbau statt, d. h. die gebirgsbildenden Kräfte äußerten sich östlich Murnau anders als westlich. Wir sehen nun wieder, daß auch die erdmagnetischen Elemente eine Änderung erfahren. D. ist zu groß, H. und I. zu klein.

Die nächste Station findet sich bei Tölz, leider muß dieselbe übergangen werden, da LAMONT selbst von ihr sagt, daß wahrscheinlich die Eisengitter der nahen Kalvarienkirche zu starke Störungen hervorgerufen haben.

Südlich Murnau und beträchtlich tiefer im Gebirge liegt die Station nahe Partenkirchen. Sie liegt im Loisachtal auf alluvialem Boden, nördlich der Vereinigung der Partnach mit der Loisach. Im Osten und Westen türmen sich beträchtliche Höhen auf, das Esterberggebirge mit dem der Station am nächsten gelegenen Eckenberg und dem Krottenkopf als höchste Erhebung, und der Kramer. Zum größten Teil werden diese Berge aus Hauptdolomit aufgebaut. Der Westabsturz des Eckenberges jedoch trägt die liegenden Schichten der Kössener Schichten, die Plattenkalke in beträchtlicher Verbreitung.

Die Südabdachung des Estergebirges bis zum Kankerbach, der als Südgrenze dieses Gebirgsstockes angenommen werden soll, bilden Rauhackendolomite und Kalke, sowie in mannigfacher Wechsellagerung Raibler Sandsteine und Schiefer. Nahe des Kankerbaches selbst treten Partnachschiefer und Kalke zu Tage. Am Kramer dagegen fehlen die letzteren Gesteinslagen und findet sich fast ausschließlich nur Hauptdolomit. Das Streichen der Schichten ist auch hier der Hauptsache nach O.—W. Was im Untergrund der Station besteht ist sicher nicht zu sagen, doch dürften wohl die Plattenkalke zu vermuten sein, Raibler Schichten scheinen,

da sie am Abhange des Kramer nicht zu finden sind, auch hier zu fehlen. Letzteres dürfte für die erdmagnetischen Vermessungen von größerer Bedeutung sein, da stellenweise diese Schichten stark erzführend werden, während der Plattenkalk infolge seiner geringen magnetischen Elemente — er hat nur 60 — kaum in Betracht kommt. D. ist ebenso wie I. etwas zu klein, H. etwas zu groß.

Auch von Kochel finden sich erdmagnetische Messungen vor. Die Station lag nahe dem Gipsbruche, der sich westlich der Straße nach Walchensee, 1 km südlich von diesem Orte, befindet. Auf Moränenschotter gelegen, dürfte im Untergrund Flysch zu vermuten sein, an den sich südlich Cenomanschichten anlagern. Weiter folgen dann Raibler Schichten und Rauhacken-Dolomite mit sich daran anschließendem Hauptdolomit.

Die Station liegt am Fuß des Gebirges an der Grenze zwischen Hochebene und den Bergen. Die vorlagernde Flyschzone ist hier das Charakteristische, die im Süden von einem schwachen Saum von Kreideschichten begleitet wird, welche als Fortsetzung des schon bei Murnau erwähnten südlicheren, nach Westen sich stark verbreiternden Zuges anzusehen ist und die ihre östliche Fortsetzung am Fuße der Benediktenwand hat.

Obwohl daher qualitativ, das heißt dem Vorzeichen der erdmagnetischen Elemente nach diese Station in diese Reihe gehört, unterscheidet sie sich quantitativ doch ziemlich beträchtlich von Partenkirchen und den anderen. D. geht auf $-4'$, I. auf $-6'$ unter normal herab, dagegen steigt H. auf $+0,0060$. Es erreicht demnach H. hier den höchsten bis jetzt beschriebenen Wert über normal.

Ob die verhältnismäßig große Abweichung von H. vielleicht mit dem Vorkommen von Raibler Schichten zufällig in Verbindung steht, mag dahingestellt bleiben, auf jeden Fall ist aber wieder der Zusammenhang von abnormen geologischen Verhältnissen mit dem abnormen erdmagnetischen Verhalten bemerkenswert. Die Flyschzone setzt sich nun am Nordrande des Gebirges in ziemlich gleichbleibender Breite bis an den Tegernsee fort. Von hier an wird sie beträchtlich schmaler und verläuft in O. 10° N.-Richtung weiter bis an den Inn. Der innere Kreidezug, der namentlich im Westen, nahe Oberammergau, noch eine sehr beträchtliche Breite hatte, verschwindet am Tegernsee und tritt auch östlich davon nicht mehr hervor, der äußere nördliche dagegen nimmt nahe Gmund am Tegernsee ziemliche Mächtigkeit an und zieht sich, wenn auch in vereinzelt Schollen aufgelöst, bis in das Inntal fort. Bei Schliersee findet sich Galtsandstein und Sewenkalk als schmaler Zug im Flysch und endet im Schliersee, die kleine am Nordwestrande liegende Halbinsel bildend. Auf der Ostseite des Sees ist Kreide nicht mehr bekannt.

Die erdmagnetische Station lag hier im Norden von Schliersee am Bergabhang auf einer Wiese, etwa 100 m vom letzten Haus entfernt. Moränenschutt und Flysch werden wohl im Untergrund des Platzes anzunehmen sein. Nördlich davon erheben sich niedrigere Flyschberge.

Ihrer geologischen Lage nach hat die Station viele Ähnlichkeit mit Kohlgrub. In der Mitte des Flyschzuges gelegen, treten auch hier wieder, nicht weit nördlich davon, die miocänen Schichten zu Tage. Größere Störungen scheinen zu fehlen. Auch das erdmagnetische Verhalten ist dem jenes Platzes sehr ähnlich. D. und I. sind zu klein, H. zu groß.

Von dem nicht weit von Schliersee nördlich gelegenen Miesbach liegen von vier nahe aneinander gelegenen Punkten erdmagnetische Bestimmungen vor, leider

gehen die Werte der verschiedenen Plätze so stark auseinander, daß ich es mir versagen muß, sie hier zu besprechen.

Südlich des Wendelsteins, bei Osterhofen, findet sich die nächste Station.

In der Nähe der Station selbst scheinen die geologischen Verhältnisse einfach zu sein. Sie selbst liegt auf Gehängeschutt, der untermischt ist mit kristallinem Material, das wohl aus einer Moräne ähnlichen Ablagerung stammt, die sich am Abhange des Osterhofner Berges ausbreitet. Der Fuß des Wendelsteins, an dem der Platz liegt, wird hier aus Hauptdolomit gebildet, der auch noch auf der jenseitigen Talseite auf größere Erstreckung das Gebirge aufbaut.

In geringerer Entfernung von der Station findet sich nur noch Plattenkalk, beim höheren Anstieg aber zu diesem Berge, etwa von der Mitte bis zur höchsten Höhe an, tritt man in die Zerreißungszone ein,¹⁾ in der sich ein buntes Gewirre von allen Gesteinsarten, vom Muschelkalk an bis herauf zum oberen Jura, übereinander gelagert findet.

Südlich Osterhofen setzt der Hauptdolomit auf große Entfernung, bis jenseits der Landesgrenze, noch fort. Da der Hauptdolomit ein in magnetischer Hinsicht vollständig indifferentes Gestein ist und Erzkonzentrationen in ihm fehlen, so kann die Station als ungestört von lokalen magnetischen Einflüssen betrachtet werden. In ihrem erdmagnetischen Verhalten schließt sie sich wieder an die schon angeführten der inneren Zone an; ihr D. ist fast normal, doch noch etwas zu klein, I. ist beträchtlich unter normal, H. zu groß.

Auch von Rosenheim liegen erdmagnetische Messungen vor, sie mußten jedoch hier leider auch wieder unberücksichtigt bleiben, da diese Bestimmungen, die an nicht weit voneinander entfernt gelegenen Punkten ausgeführt sind, zu wenig Übereinstimmung zeigen. Für D. ist eine Differenz von 8', für H. von 0,0055 und für I. von ebenfalls 6' vorhanden. Diese verhältnismäßig sehr großen Unterschiede dürften sich wohl auf lokale Anhäufungen von kristallinem Material, das auch jetzt noch der Inn in großen Massen mit sich führt, zurückzuführen sein, da die Stationen alle im Bereiche des Innalluvs gelegen sind.

Dasselbe trifft für die Station Aibling zu, sie ist auf diluvialen Untergrund gelegen und die Differenzen sind, um Schlüsse daraus zu ziehen, zu groß.

Es erübrigt noch zweier Plätze zu gedenken, die östlich des Inns gelegen sind, aber ebenfalls tiefer im Gebirge ihre Lage haben, nämlich Inzell und Berchtesgaden. Doch liegen bei beiden vollständige Messungen nicht vor, ersterem fehlt I., letzterem die D.

Inzell liegt in einem Talkessel, dessen Wände von Flyschbergen gebildet, im Süden dagegen erheben sich hohe Wände, die von Wettersteinkalk aufgebaut werden, denen an einigen Stellen Hauptdolomit vorgelagert ist. Im Westen erscheinen drei Jurazüge, die sich allmählich verschmälern und östlich bei Ruhpolding, das etwa 6 km westlich Inzell liegt, bis auf einen schmalen Ausläufer verschwinden. Die Station liegt auf diluvialen Schottern, im Untergrund dürfte noch Flysch anstehen oder seine Grenze sehr nahe liegen. Es befindet sich also die Station an der Südgrenze der Flyschzone.

In erdmagnetischer Hinsicht dagegen weicht sie von den schon erwähnten Stationen ab, D. ist beträchtlich zu klein, H. unter normal; es würde dieser Platz seinem magnetischen Verhalten nach zur äußeren Zone zu stellen sein, wenn seine I.

¹⁾ E. FRAAS, diese Jahreshette 1890.

über normal wäre. Es bildet demnach diese Station eine Ausnahme in den bis jetzt beschriebenen Vermessungspunkten.

Wenden wir uns nun der letzten Gebirgsstation zu, so finden wir in Berchtesgaden einen Platz, der eine bedeutend zu große H. hat, dagegen nur eine wenig sich über normal erhebende I. — D. ist nicht vermessen.

In geologischer Hinsicht läßt es sich wohl mit keinem von den erwähnten Punkten vergleichen. Am Zusammenfluß dreier Täler gelegen findet sich in den tiefsten Einrissen Buntsandstein, der, so viel die Karte erkennen läßt, wohl auch den tieferen Untergrund der Station bildet, während ihr Fußpunkt, diluviale Schotter, aus Kalken und kristallinen Gesteinen bestand. Soweit diese Schotter Einblick gewähren, lagert noch Muschelkalk an einigen Stellen über den Werfern. An den Gehängen treten Ramsaudolomit und Kalk sowie jüngere triassische Schichten zu Tage. Im südlichen Gebirgsgebiet findet sich Jura in größerer Verbreitung, Kreide am Nordfuß des Hohen Göll. Großartige Überschiebungen und Verwerfungen haben ältere Schichten neben jüngeren, so Muschelkalk neben Lias gebracht. Da auch noch eruptives Gestein — Diabasporphyr — sich an dem Aufbau des Gebirges beteiligt, so zeigt das geologische Bild der Gegend eine große Mannigfaltigkeit und einen sehr komplizierten Aufbau.

Durch die hier in abnorm starker Weise zum Ausdruck gekommenen gebirgsbildenden Kräfte erscheint es auch verständlich, daß die magnetischen Elemente so starke von den normalen Werten abweichende Größen zeigen.

Übersieht man die Ergebnisse der letzten Zeilen, so weit sie sich auf das Alpengebirge beziehen, so hat sich gezeigt, daß die erdmagnetischen Elemente der hier liegenden Stationen längs gewisser Linien oder Zonen ebenfalls wieder qualitativ gleiches Verhalten haben.

So zeichneten sich auf der zuerst besprochenen Linie alle Stationen dadurch aus, daß sie — D. — H. + I. hatten, daß also D. und H. stets unter normal, I. über normal war; es war dies der als äußere Zone bezeichnete Bereich, der die Vorbergzone der Alpen umfaßte. Die zweite Linie war jene, die sich durch — D. + H. — I. kundgab, sie wurde, da alle Stationen noch im Gebirge lagen, als innere Zone benannt.

Die äußere Zone, die Zone der gebirgsnahen Hochebene charakterisiert sich geologisch dadurch, daß sie die miocänen Schichten umfaßt, die sich durch die ruhigere Lage ihres Gesteinsaufbaues kennzeichnet. Eine Ausnahme in der Lage macht nur Piding, das aber ebenfalls am Rande des Hochgebirges gelegen ist.

Die innere Zone war jene des eigentlichen Gebirges, sie drang schon weit in die Täler ein und umfaßte hauptsächlich das Flyschgebiet, wenn auch einige Stationen südlich der Flyschzone im Triasgebiet lagen. Für sie war charakteristisch, daß fast ausschließlich an allen Plätzen D. und I. zu klein, H. zu groß und sogar manchmal bedeutend zu groß war. Vereinzelt Ausnahmen kamen auch hier vor, doch ließen sich diese ungezwungen durch das Vorhandensein von lokalen Störungen erklären.

Als weitere Gebirgsgegend, von welcher erdmagnetische Messungen in größerer Menge vorliegen, ist der bayerisch-böhmische Wald, von GÜMBEL als ostbayerisches Grenzgebirge bezeichnet, zu nennen.

Da dieses Gebirge eine der Hauptrichtung nach sich in SO.—NW. erstreckende Erhebung darstellt, die zwar nicht so stark gegliedert ist wie das Alpengebirge, jedoch auch die mannigfachsten Kammzüge enthält, so scheint es zuerst gegeben, da sich auch in ihm wieder bemerkenswerte regelmäßige Beziehungen zwischen

geologischem Aufbau und magnetischem Verhalten ergeben, kurz die Topographie des Gebirges hier etwas zu erwähnen.

Das ganze Gebirge, das meistens als bayerischer und böhmischer Wald bezeichnet wird, stellt einen Gebirgsrücken dar, der unterhalb Passau beginnend bis in die Gegend von Eger sich hinzieht. Im südlicheren Teile, der von Passau bis in die Nähe von Regensburg reicht, zeigen sich zwei Hauptketten, eine SW., die den Namen Bayerischer Wald, und eine NO., die den Namen Böhmerwald trägt. Der bayerische Wald, in der näheren Umgebung schlechtweg nur Wald genannt, wird im Süden von der Donau begrenzt, zu der er ziemlich steil abfällt. Im Böhmerwald erhebt sich das Gebirge im Arber mit 1457 m zu seiner höchsten Höhe. Auf der Breite von Regensburg verschwindet der SW.-Rücken des bayerischen Waldes und es findet sich nördlich davon ein von Westen her langsam ansteigendes, nach den mannigfachsten Richtungen von Tälern durchlaufenes Gebirge vor, das nach Norden langsam an Höhe abnimmt und nur noch einmal im Tillenberg O. von Tirschenreuth bis zu 932 m ansteigt. Von ganz besonderer Merkwürdigkeit ist der im Süden zuerst nahe Breitenberg in der Senke zwischen Bayerischem und Böhmerwald auftretende „Pfahl“, der sich in fast gerader Richtung bis in die Umgegend von Amberg fortsetzt.

Was nun speziell die geologischen Verhältnisse dieses Gebirges betrifft, so ist es schwer, selbst nur den hauptsächlichsten Aufbau in Kürze, so wie es für die Zwecke dieser Zusammenstellung nötig ist, in wenigen Zeilen darzutun.

Überblickt man die geologischen Karten des ganzen Gebietes, die in den fünfziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts aufgenommen wurden, so scheint der geologische Aufbau verhältnismäßig sehr einfach zu sein. Vertieft man sich jedoch etwas mehr in das von GÜMBEL verfaßte Werk, das „Ostbayerische Grenzgebirge“, so bemerkt man, daß hier eine große Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen an dem Aufbau des Gebirges sich beteiligen. Die neueren Arbeiten¹⁾ zeigen nun, daß, wie zu vermuten war, ähnlich anderen Gebirgen, wie der Schwarzwald, Erzgebirge u. s. w., sich hier eine große Fülle von Gesteinsarten finden, deren Würdigung sich wohl erst bei einer Spezialaufnahme ergeben dürfte. Der Hauptkamm des Gebirges besteht aus Gesteinen, die den „Gneissen“ zuzurechnen sind; an sie lagern sich im Westen, am Fuß des Gebirges, Granite oder granitähnliche Gesteine. Die Gesteine südlich des Pfahles sind der Hauptsache nach granitische Gesteine. Sedimentäre Schichten sind, mit Ausnahme in der von Schwandorf über Bodenwöhr bis in die Gegend von Cham sich hinziehenden Bucht, sowie des wahrscheinlich sedimentären Pfahlschiefers, bis jetzt hieraus nicht bekannt geworden. Der Pfahl bildet hier die Grenze der Sedimente nach Nordosten.

Wie die schon erwähnte Arbeit über die Umgebung von Passau erkennen läßt, finden sich nahe Passau eine große Anzahl von Gabbro-, Diorit- u. s. w. Gängen, welche die granitischen Gesteine durchsetzen. Da nun diese Gesteine stets einen stärkeren Eisengehalt besitzen, manchmal auch durch Zersetzung eine stärkere Anreicherung an Eisenerz erfahren haben, so scheinen lokale Ablenkungen der Magnetnadel von vorneherein gegeben.

Aus der näheren Umgebung von Passau liegt eine größere Anzahl von erdmagnetischen Messungen vor, bei denen aber häufig die Inklinationsbestimmung fehlt.

¹⁾ FRENTZEL, diese Zeitschrift Jahrg. 1912, M. WEBER l. c., WEINSCHENK, Abhandl. d. Kgl. b. Akad. d. Wissensch. B. M. XIX. Bd. 1897.

Es finden sich aber gerade in dieser Gegend so starke Messungsdifferenzen — so weichen z. B. Bestimmungen von D zweier Plätze, die nur 930 m voneinander entfernt sind, um 35', zweier anderer, deren Nordsüdabstand 233 m beträgt, um 0,0262 von H . ab —, daß, da keine geologische Spezialaufnahme dieses Gebietes vorliegt, es leider nicht möglich erscheint, jetzt schon diese Messungen mit dem geologischen Aufbau zu vergleichen.

Wie schon an früherer Stelle erwähnt, zweigt sich von der Gegend bei Schwandorf eine Bucht in südöstlicher Richtung ab, den bayerischen Wald nach Nordosten abschließend, die weit in das Gebirge eingreift und Schichten von Keuper, Lias und Kreide beherbergt. Wie das Fehlen von Dogger und Malm und die direkte Auflagerung von Kreideschichten auf Keuper, wie bei Roding u. s. w. beweisen, müssen abnorme Lagerungsverhältnisse hier schon seit langer Zeit geherrscht haben. Besonders auffallend ist aber, daß diese Sedimente den Pfahl nicht überschreiten, sondern im SW. dieses Zuges sich finden. Nach der jetzigen Lage gehen die Schichten der Kreide bis über 200 m höher als die Talebene bei Cham, das etwa 10 km östlich des Durchbruches vom Regen durch den Pfahl liegt. Da sich in der ganzen Umgebung von Cham, wie schon erwähnt, überhaupt keine sedimentären Gesteine mehr finden, so muß angenommen werden, daß der Pfahl schon vor Ablagerung der Keuperschichten bestanden habe, d. h., daß die Gebirgsbewegungen an der Pfahllinie schon damals bestanden, wir also hier immerhin eine alte geotektonische Linie vor uns hätten; denn daß Erosion diese Gesteine bis auf den letzten Rest weggenommen hätte, ist wohl kaum anzunehmen. Nahe Schwarzenfeld endet der Pfahl und nur etwa 3 km nördlich davon trifft man auf die Wölsendorfer Flußspatgänge, die ungefähr in der Pfahlrichtung weiterstreichen. In der Verlängerung dieser Richtungslinie, etwa 10 km vom NW.-Ende der Flußspatgänge, setzen aufs neue Verwerfungen ein, die, wie früher schon ausgeführt, zum Teil längs des Jura oder auch durch ihn hindurchsetzen und am Maintale enden. Es sind dies die Kirchenthumbacher-, Ehenfelder-, Vilseck-Auerbach-Hollfelder u. s. w. Verwerfungslinien. Wir hätten demnach hier eine Störungszone oder -Linie, die, im Norden Bayerns beginnend, bis herab an die Grenze bei Passau zu verfolgen ist, sich also auf eine Länge von ungefähr 300 km erstreckt.

Was nun den Pfahl selbst anbelangt, so ist ein endgültiges Urteil über ihn noch nicht gefällt, wie jedoch die neueren Arbeiten erkennen lassen,¹⁾ dürfte die Quarzmasse des Pfahles als auf der Verwerfungsspalte im flüssigen Zustande aufgestiegene Kieselsäure aufzufassen sein, die das Nebengestein zum Teil injiziert hat. Hierdurch würden sich die im Quarzgang auftretenden linsenartigen Einschlüsse des Nebengesteines am besten erklären lassen. Die Pfahlschiefer stellen aber wohl, wie M. WEBER sich ausdrückt,²⁾ das Zermalmungsprodukt der naheliegenden Gesteinstteile dar. Wie aus alledem hervorgeht, muß der Pfahl als Grenzlinie zweier Erdschollen angenommen werden, von denen sich wahrscheinlich die östliche gegen die westliche abgesenkt hat.

Wie sich aus den früheren Beobachtungen ergeben hat, zeigten Plätze, die gleiche oder ähnliche geologische Lage haben und längs tektonischer oder geologischer Linien stationiert waren, auch in erdmagnetischer Beziehung gleiches

¹⁾ M. WEBER, Geogn. Jahresh. XX. 1909.

²⁾ M. WEBER, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. Sitz.-Ber. d. K. b. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. 1910.

oder ähnliches Verhalten. Es sollten daher auch, wenn die Annahme richtig ist, daß der Pfahl eine ältere tektonische Linie oder Grenzlinie zweier Krustenschollen darstellt, Punkte, die symmetrisch zu ihr liegen, sich durch ähnliches oder gleiches erdmagnetisches Verhalten auszeichnen.

Es liegen von mehreren Plätzen, die in nicht zu großer Entfernung NO. des Pfahles sich befinden, erdmagnetische Messungen vor. Beginnen wir im Südosten des Gebietes, so reihen sich diese Stationen wie folgt aneinander: Freyung, Hohenau, Grafenau, Regen, Zwiesel, Viechtach, Arnbruck, Kötzing, Cham, Neunburg v. W., Rhän, Schwarzenfeld, weiter folgt, etwas nördlich der Pfahllinie gelegen, Naabburg.

Es herrscht nun tatsächlich bei allen den genannten Plätzen, mit Ausnahme von Rhän, Zwiesel und Cham, ein ähnliches Verhalten in erdmagnetischer Beziehung: Sie besitzen zu großes D., zu geringes H. und, wo die Bestimmung vorliegt, auch zu großes I., nur fehlt diese Größe bei vielen der genannten Stationen. Bei Cham liegen die Bestimmungen zweier Stationen vor, die eine, die Talstation, stimmt mit den übrigen überein, die andre hat eine etwa (1,7') zu geringe D. Rhän und Zwiesel weichen dagegen erheblich ab; jene hat bedeutend zu kleine D. und zu große H., I. fehlt; dasselbe zeigt Zwiesel, nur daß bei diesem D. nahe normal ist. Es zeigen demnach auch hier wieder bei weitem die größte Anzahl der Stationen systematisches Verhalten zwischen geologischer Lage und erdmagnetischem Verhalten, und zwar sind, wenn die Anzahl der Stationen, die für die oben angeführte Ansicht, daß die geologischen Verhältnisse mitbestimmend sind für die erdmagnetischen Elemente, auf Prozente umgerechnet werden, 85% für und nur 15% gegen diese Annahme.

Aus den schon früher angeführten Gründen erscheint es untunlich, eine kurze geologische Beschreibung der nächsten Umgebung der einzelnen Stationen zu geben; würden neuere Spezialaufnahmen vorliegen, so würden sich wahrscheinlich auch in quantitativer Hinsicht Vergleichsreihen zwischen dem geologischen Gebirgsbau und den erdmagnetischen Elementen finden lassen.

Wenden wir uns nun auf die Westseite des Pfahles, so sind hier im nördlichen Gebiete keine magnetischen Stationen vorhanden. Erst nahe Passau liegt eine größere Anzahl von Messungspunkten vor.

Die erste Station findet sich nahe Schönberg, ungefähr NO. von Deggendorf auf dem Katherlberg (nicht Gatterberg, wie bei LAMONT zu lesen ist), und zwar wurden hier an fünf Punkten Messungen vorgenommen. Die eine davon muß jedoch — sie weicht um fast 10' in D. von den anderen Punkten ab — außer Betracht gelassen werden. Das arithmetische Mittel der anderen ergibt eine zu kleine D., eine sehr beträchtlich zu große H. (+ 0,0470) und zu große I. (über + 10'). Nach der geologischen Karte liegt hier NO. davon ein breiter Lager-syenit-granitgang, der den Pfahl auf größere Entfernung begleitet, südlich ziehen kürzere Züge von Lagergranit hinüber und nahe dabei befindet sich Granulit.

Ob nun die Größenverhältnisse dieser Elemente charakteristisch sind für das Gebiet südwestlich des Pfahles oder ob sie hier als eine lokale Störung betrachtet werden müssen, kann, da hierum weiter keine Messungen vorliegen, so nicht entschieden werden.

Die Stationen bei Straubing und Deggendorf geben hierfür ebenfalls keine Entscheidung. Sie liegen beide schon am Fuße des Gebirges in der Ebene und hier zeigt, wie die Bohrungen haben erkennen lassen, der tiefere Untergrund der-

artige geologische Verhältnisse, daß diese Plätze zum Vergleich mit den dem Pfahl nahe gelegenen nicht benutzt werden konnten.

In geologischer Hinsicht zeigen diese beiden Plätze Ähnlichkeiten. Im Nordosten erhebt sich das kristalline Gebirge, wahrscheinlich bestehend aus den jüngeren Gesteinslagen des bayerisch-böhmischen Berglandes. Kreide und Jura treten nicht weit davon noch zu Tage und eine starke Verwerfung hat das westliche Gebiet zum Absinken gebracht. Weiter findet sich in nicht großer Entfernung ein Gebiet tief greifender Überschiebungen,¹⁾ durch welche die normale Lagerung die weitgehendsten Zerrüttungen gefunden hat. Daß derartige Vorgänge und die daraus entstandenen Endzustände, wie sie jetzt herrschen, auch wieder von Einfluß auf die magnetischen Zustände des ganzen Gebietes sind, ist leicht erklärlich. Auffallenderweise zeigen aber wieder Straubing und Deggendorf in der Größe ihrer erdmagnetischen Elemente und deren Verhalten zum normalen Wert größere Übereinstimmung.

D. ist bei beiden fast normal, dagegen ist H. beträchtlich zu klein und zwar bei Straubing in größerem Maße wie bei Deggendorf, I. ist bei Deggendorf normal, bei Straubing nicht gemessen.

Aus dem Bayerischen Wald-Gebirge liegen ferner aus der weiteren Umgebung von Passau erdmagnetische Messungen von mehreren Plätzen vor. Da sich aus deren Ergebnissen keine systematischen Beziehungen zum geologischen Aufbau nach dem jetzigen Aufnahmezustand erkennen lassen, sondern, wie es scheint, ein lokal sehr stark gestörtes Gebiet vorliegt, wie schon LAMONT erwähnt hat, so muß ich es mir versagen, darauf näher einzugehen. Bemerken möchte ich nur noch folgendes, um zu zeigen, wie stark in diesem Gebiete selbst auf kurze Entfernung die einzelnen Elemente sich ändern können: Es liegen Messungen vor von Salzweg, Straßkirchen, Kringell bei Hutthurm. Die Stationen dieser Plätze liegen ungefähr alle nördlich von Passau und auf einer ziemlich geraden von Norden nach Süden verlaufenden Linie. Die Entfernungen sind: Station Salzweg von Straßkirchen 2400 m, Straßkirchen Kringell 4200 m. Normalerweise sollten die erdmagnetischen Elemente ungefähr sein:

	D.	H.	I.
Salzweg	15° 3,9'	1,9470	—
Straßkirchen	15° 4'	1,9463	—
Kringell	15° 4,2'	1,9454	65° 8'

Die Messung ergab:

	D.	H.	I.
Salzweg	15° 8'	1,9455	—
Straßkirchen	14° 48'	1,9416	—
Kringell A.	15° 10,7'	1,9767	—
Kringell B.	15° 7,0'	1,9707	64° 41'

Es bestehen demnach hier derartige Differenzen, die nur durch ganz enorme lokale Einflüsse erklärt werden können.

Wie an späterer Stelle gezeigt werden soll, haben Gabbrogesteine ein sehr starkes magnetisches Moment; da nun im nicht weit westlich davon sich befindlichen Ilztale dieses Gestein in gangartiger Verbreitung an vielen Stellen ansteht und es auch östlich von Kringell am Büchelberg zu sehen ist, so ist eine durch

¹⁾ Siehe RÖTHPLETZ a. a. O.

verdeckte Gabbrogänge hervorgerufene Änderung dieser Elemente sehr leicht möglich und in dieser Gegend nichts Auffallendes.

Im Osten begrenzt von den Ausläufern des Böhmerwaldes, im Norden von denen des Fichtelgebirges, im Süden vom Nabburg-Freudenberger Granitstock und im Westen von triassischen Höhenzügen, denen Keupergelände vorgelagert sind, erscheint SO. von Bayreuth in topographischer Hinsicht ein großes Becken, die Grafenwöhrer Bucht. In einer Meereshöhe von ungefähr 400 m liegen hier in einer nach Nordwesten offenen Bucht des kristallinen Gebirges fast halbkreisförmig die Schichten des Rotliegenden und kleinere Streifen der produktiven Kohlenformation, stellenweise, wie bei Kirchendemenreuth, unterbrochen von Keuper. In geologischer Hinsicht liegt hier ein Hochtal oder eine Hochbucht vor, die, wie die Bohrung nahe Weiden, die bei 500 m Hornblendegneis unter dem Rotliegenden ohne Karbonformation als Zwischenlage zeigte, vom kristallinen Gebirge unterteuft wird. Im Osten, hauptsächlich vom Rotliegenden eingenommen, senkt sie sich langsam nach Westen, so daß sie vom Juragebirge noch etwa um 200 m überragt wird. Weitverbreitete Verwerfungen, die in kurzen Bögen absetzen,¹⁾ im Westen dagegen mehr geradlinig in SO.—NW.-Richtung verlaufen, haben hier einerseits das Ostgehänge in ein relativ höheres, das Westgehänge dagegen in ein tieferes Niveau gebracht. An das Rotliegende lehnt sich zuerst Keuper, dann folgt mehr im zentralen Teile Buntsandstein, vom Keuper umrahmt, zu dem sich auf beiden Rändern der Bucht, nahe ihrer nordwestlichen Begrenzung Muschelkalk in schmalen Rücken gesellt.

Außer den schon früher angeführten Stationen bei Heinersreuth und Creußen liegen von drei weiteren Plätzen, nämlich von Amberg, Luhe ganz im Süden der Bucht gelegen, von Neustadt a. d. Waldnaab und von Weiden Messungen vor.

Von Amberg finden sich Messungsreihen von zwei verschiedenen Jahren vor. Für D. stimmen die Messungsreihen gut überein (+ 4'), dagegen gehen die Werte für H. ziemlich beträchtlich auseinander, sie zeigen Differenzen von 0,0030, was wohl in der etwas verschiedenen Lage der Stationen seinen Grund hat. In beiden Fällen waren die Stationen auf dem Mariahilfsberg, in dem früher Bergbau auf Eisenerz umging, wodurch lokale Störungen leicht erklärlich sind. Bemerkenswert mag noch werden, daß I. beträchtlich zu groß ist.

Die nächste Station bei Luhe zeigt auffallenderweise fast normales D. und H., I. fehlt leider. An der Grenze zwischen Granit und Rotliegendem gelegen, liegt es an der Verwerfung, die von Grafenwöhr in SO.-Richtung zum Gebirge zieht; nördlich davon bildet Rotliegendes das Gelände, etwas entfernter davon südlich erhebt sich ein granitischer Gebirgsfortsatz, an den sich Keuper anlagert. Es liegen demnach hier ziemlich komplizierte geologische Verhältnisse vor, und dennoch ist das erdmagnetische Verhalten fast normal!

Auf granitischem Untergrund wurden bei Neustadt a. d. Waldnaab die Messungen vorgenommen. Sie ergaben etwas zu große D., zu große H. und mehr als normale I. Die geologischen Verhältnisse sind zwar denen der letzten Stationen ähnlich, doch haben sie ihre Eigenart. Hier biegt die Bucht schon nach Westen ein und die dem Granit vorlagernden Schuppengneise sind von einer großen Anzahl von Diabasgängen und Hornblendegneis-Zwischenlagerungen unterbrochen. Zwischen Neustadt und Glasern bei Kirchendemenreuth ist auch der rotliegende Saum unterbrochen. Am nahen Parkstein, etwa 8 km westlich, erscheint Basalt und Tertiär.

¹⁾ ROTHPLETZ a. a. O.

Bei den noch übrigen Stationen des böhmischen bayrischen Waldes, bei jenen von Mitterteich und Tirschenreuth, kann ich mich kurz fassen. Mitterteich liegt schon in einer Senke, in der Tertiär größere Verbreitung besitzt und Basaltdurchbrüche als größere und kleinere Kuppen in weiter Verbreitung vorkommen; es fällt daher auch dieser Platz, der eine ziemlich zu große H. besitzt, während D. fast normal ist, da er als lokal gestört angesehen werden muß, außerhalb dieser Betrachtungen.

Einige Kilometer südöstlich von diesem Platze findet sich eine weitere magnetische Station nahe Tirschenreuth. Die Station befand sich nördlich dieses Ortes auf Gneis. Schon orographisch zeichnet sich diese Gegend, in der sich die beiden Flußsysteme, jenes der Donau und der Elbe in ihren Nebenflüssen, der Waldnaab und Wondreb sehr nahe kommen, durch das Vorkommen zahlreicher kleiner stehender Wasseransammlungen aus, die ihrerseits ihre Erklärung in der flachen Geländeausbildung haben.

Auch in geologischer Hinsicht befindet man sich hier in einer, sieht man von einer wohl möglichen Gliederung der Glimmerschiefer, Gneise u. s. w. ab, ziemlich eintönigen Gegend, in welcher neben Granit und Gneis, den Hauptgesteinsmassen, nur Granulit und Hornblendeschiefer den Aufbau des Geländes besorgen.

Während die obermiocänen Schichten bei Schönhaid, Wiesau und Mitterteich eine ziemliche Verbreitung erkennen lassen, ist die Umgegend von Tirschenreuth frei von jüngeren Sedimenten.

In erdmagnetischer Hinsicht kennzeichnet sie sich dadurch, daß seine D. zu groß und H. beträchtlich zu klein ist. (I. fehlt.)

Hiemit wäre die Reihe der erdmagnetischen Stationen im östlichen Bayern erschöpft; es erübrigt nur noch, der Stationen im Bereiche des Fichtelgebirges Erwähnung zu tun.

Leider liegen von diesem Gebiete, in dem sich die interessantesten geologischen Fragen und Formationen vereinigen, nur von vier Plätzen Messungsreihen und zudem mehr aus den südlicheren Teilen, nämlich von Berneck, Gefrees, Weißenstadt und Wunsiedel vor, zu denen sich noch, jedoch außerhalb des Gebirges gelegen, eine bei Bayreuth hinzugesellt. Da bei Berneck nur die Größe von H. vorliegt, so bleiben für das weite Gebiet nur noch vier Stationen übrig, von denen drei nur auf das eigentliche Gebirge fallen.

Die Station bei Gefrees lag auf Hornblende-Gneis, der oberflächlich stark zersetzt ist und einen Bestandteil der sogen. Münchberger Gneisinsel darstellt. In ihrer normalen Gestaltung wird diese Insel längs ihrer Südostseite durch eine Zone, bestehend aus paläozoischen Schichten, von dem Gneis getrennt, zwischen die sich noch als Zwischenglied eine Reihe von Hornblendeschiefer, Chloritschiefer mit häufigen Serpentinstöcken u. s. w. einschiebt. Bei Gefrees dagegen sind diese Schichten in ihrem Verbande durch den Granitstock der Reuth unterbrochen. In der Reuth legt sich im Westen bei Gottmannsberg ein Saum von Fleckschiefern an, der wohl als kontaktmetamorpher cambrischer Schiefer angesehen werden muß.

Im Anschluß hieran findet sich ein Saum von Amphibolit, der namentlich etwas weiter westlich größere Dimensionen annimmt, an den sich in linsenartiger Form eine Partie von Gneis und Augengneis anreihet. Im Oelsnitzgrunde zeigen hier die Gneise eine größere Mannigfaltigkeit, wie ich an anderer Stelle gezeigt habe;¹⁾

¹⁾ Diese Zeitschrift 1908.

granatführende Schiefer finden sich ein, denen sich Gesteinslagen zugesellen, die wohl als veränderte Sedimente angesehen werden müssen. Zwischen den Amphiboliten dürfte auch hier, wie ich schon früher angedeutet habe, echter Nephrit noch zu finden sein.

Bei dem starken Wechsel der Gesteine und der immerhin stark gestörten Lagerung sind schon von vornherein anormale erdmagnetische Verhältnisse zu erwarten, was auch mit den Messungsergebnissen übereinstimmt. D. ist beträchtlich zu groß, H. zu klein (I. fehlt).

Bei der nächsten Station, nahe Weißenstadt, die ungefähr dieselbe geographische Breite hat, aber um ungefähr 11 km östlicher liegt, zeigt sich eine anders gestaltete geologische Umgebung. Der Platz liegt vollständig im Granitgebiet, an welchen sich, von Goldkronach über Bischofsgrün herüberstreichend, eine Zunge von Phylliten und Gneisphylliten, die nahe Weißenstadt ihr Ende erreicht, anlegt. Der Granit, der zum Schneeberg-Ochsenkopf-Granitstock gehört, wird auch hier nördlich von Fleckphylliten und ähnlichen Gesteinen, wie sie bei Gottmannsberg sich finden, umsäumt. Cambrische Schiefer u. s. w. in unveränderter Form fehlen hier. Die Station selbst lag auf einem Granithügel südlich Weißenstadt, in der Nähe einer alten Zinngrube. Wie zu erwarten ist, weichen die erdmagnetischen Größen von normal und jenen bei Gefrees erheblich ab. D. ist zu groß, ebenso erhebt sich H. ganz beträchtlich über normal (+ 0,009), I. ist etwas zu groß, doch überschreitet es die Fehlergrenze nicht.

Die nächste und letzte Station war nahe Wunsiedel. Dieser Ort liegt auf Phyllit, der gerade hier etwas nördlich von der Station einen in SW.—NO.-Richtung streichenden Kalkgang enthält. Mit Ausnahme im Osten, rings von Granithöhen umgeben, reicht von dem Südrande des Fichtelgebirges bis zu ihm ein breiter Saum von Phyllit und Gneisphyllit heran. Jüngere Sedimente fehlen jedoch auch hier. Wie die geologische Lage des Platzes bei dem scheinbar einfachen Gebirgsbau ihre ganz besonderen Eigenheiten gegenüber den letzterwähnten Stationen hat, so sind auch hier wieder die magnetischen Elemente verschieden. D. ist normal, H. beträchtlich zu klein (— 0,005), I. über normal.

Bei Bayreuth befindet man sich schon wieder außerhalb des Gebirges im sedimentären Gebiet. Auf einer ungefähr in SW.—NO.-Richtung verlaufenden, etwa 12 km langen Linie überschreitet man die Schichten, wenn auch durch Verwerfungen manchmal gestört, vom Malm herab bis zum Rotliegenden und dem Phyllit und Granit. Die herzynische Streichrichtung setzt sich vom Pfahl mit geringfügiger Abweichung nach Norden hier fort. Sei es, daß diese Richtung, die wir ja schon bei den dem Pfahl nahen Stationen kennen gelernt hatten, hier ausschlaggebend ist, sei es, daß die Verwerfungen hier stärkere Einwirkung äußern, in erdmagnetischer Beziehung jedenfalls setzt diese Station die im NO. des Pfahles getroffene Größenverteilung der magnetischen Elemente fort. D. ist beträchtlich zu groß (+ 10'), H. zu klein (— 0,007), I. zu groß.

Bei Kulmbach befand sich die Station auf der südlich gelegenen Anhöhe, dem Rehberg. Kaum 400 m westlich zieht eine große Verwerfung vorüber, die SO.—NW.-Verlauf hat, sie senkt den westlichen Gebietsteil ab, so daß die Schichten des Blasensandsteines neben Buntsandstein zu liegen kommen. Die Schichten des Buntsandsteines haben NO.-Einfallen, so daß etwa 3,5 km östlich davon der Untere Muschelkalk zu Tage tritt.

Durch die Größenverhältnisse seiner magnetischen Elemente isoliert sich dieser Platz von den umliegenden. D. und H. sind zu groß, I. fast normal. Dieses eigen-

artige Verhalten dürfte wohl in der besonderen geologischen Lage des Platzes nahe einer Verwerfung und nicht fern vom kristallinen Gebirge seinen Grund haben.

Es erübrigt noch jener erdmagnetischen Stationen Erwähnung zu tun, die sich im nordwestlichen Bayern, im Gebiete des Spessarts befinden. Von diesen hierher gehörigen wenigen Plätzen fallen nur zwei, Obernburg und Miltenberg, in den gebirgigen Teil, während die anderen, Aschaffenburg, Alzenau und Albstadt, zu der Vorbergzone gehören.

Die Stationen Obernburg und Miltenberg sind Buntsandsteinplätze, das heißt sie liegen mitten im Buntsandsteingebiet. Etwa 6 km östlich von Miltenberg tritt erst der Muschelkalk auf, und westlich bis jenseits Obernburg findet sich keine andere Formation als Buntsandstein. Erst 10 km westlich von letztgenanntem Platze findet sich das Grundgebirge wieder, so daß diese beiden Stationen auf einer mächtigen Schichtenlage von Buntsandstein stehen. Auch auf den nächsten Höhen findet sich nur diese Formation. Wie demnach ihre geologische Lage als sehr ähnlich betrachtet werden kann, stimmen auch ihre erdmagnetischen Elemente ziemlich miteinander überein. D. ist in beiden Stationen zu groß, H. um annähernd denselben Betrag zu klein, I. bei Miltenberg etwas über normal (bei Obernburg nicht gemessen). Bemerkenswert muß jedoch noch werden, daß Obernburg nur um etwa 2', Miltenberg dagegen um mehr als 20' zu große D. besitzt.

Nahe Aschaffenburg wurden an mehreren Stellen diese Elemente gemessen, da jedoch die Messungen zu verschiedenen, ziemlich weit auseinanderliegenden Zeitpunkten und an verschiedenen Stellen vorgenommen wurden, ferner die Messungen selbst beträchtlich auseinandergehen (D. schwankt zwischen $17^{\circ} 32'$ und $17^{\circ} 45'$), so scheint es, da nicht gut bestimmt werden kann, wie viel auf rein örtliche Änderung in Rechnung zu setzen ist, gegeben, diese Stationen nicht weiter zu behandeln.

Schon in der Ebene, am Fuß des Gebirges, jedoch noch auf kristallinem Untergrundgestein liegen die Stationen Albstadt und Alzenau. Auf Hornblendegestein gelegen, das hier die Grenze zwischen sedimentären und granitischem Gebirge bildet, können diese Stationen, da bei ersterer I., bei letzterer D. fehlt, kaum mit dem Gebirgsbau verglichen werden. Bemerkenswert mag nur noch sein, daß Alzenau eine um etwa 0,036 zu große H. besitzt, während dies bei Albstadt um 0,003 zu gering ist.

Wie aus dem bis jetzt Mitgeteilten ersichtlich ist, ließ sich bei weitem die Mehrzahl der erdmagnetischen Stationen in Reihen oder Richtungen einordnen, auf welchen stets übereinstimmendes Verhalten der erdmagnetischen Elemente herrschte.

So zeigte sich eine derartige Richtung, die am Fuße der Alpen hinzog und in das Gebirge noch eingriff, mit ihr war D. zu klein, H. zu groß und I. ebenfalls unter normal. Eine zweite, die etwas weiter vom Gebirge lief, hatte als charakteristisches Merkmal zu geringe D. und H. und, wo bekannt, zu große I. Eine weitere zog sich am Westrande des Juras entlang, sie hatte zu große D. und H. und zu kleine I. Ferner schied der Pfahl jene östlich gelegenen Stationen ab, die zu große D. und I., dagegen zu geringe H. erkennen ließen u. s. w. Es zeigte sich des weiteren bei allen diesen Plätzen, daß auch die geologischen Verhältnisse in der näheren sowohl wie in der größeren Entfernung die gleichen oder ähnlichen waren. Da nun die gleichen sedimentären Schichtgesteine stets auf größere Entfernung, wenn auch nicht ganz gleiche, so doch sehr ähnliche chemische Zusammensetzung bewahren, so wäre nicht von der Hand zu weisen, daß neben anderen Be-

einflussungen, die der geologische Bau auf die erdmagnetischen Elemente ausübt, auch gegebenenfalls die Gesteine selbst infolge ihrer Masse auf die Magnetnadel einwirken könnten.

III. Experimentelle Untersuchungen.

Um nun einigermaßen übersehen zu können, wie stark ein derartiger Einfluß von Gesteinen auf die Magnetnadel sein könnte, habe ich eine Reihe von Gesteinen auf ihr magnetisches Verhalten untersucht.

Wie bekannt, scheiden sich die chemischen Elemente in magnetische und diamagnetische, das heißt in solche, die von einem Magnet angezogen und solche, die davon abgestoßen werden. Verbindungen, die als Hauptvertreter dieser beiden Klassen genannt werden können, sind die Eisensalze und die Kalksalze (Kalkspat).

Die Methode, deren ich mich bei der Messung dieser Gesteinseigenschaft bediente, ist dieselbe, die schon WIEDEMANN bei ähnlichen Messungen anwandte,¹⁾ mit der Abänderung, daß ich zur Bestimmung der magnetischen Einwirkung nicht die Torsion eines Drahtes, sondern die der bifilaren Aufhängung, um eine raschere Einstellung in die erste Stellung zu erhalten, benutzte.

In einem vollständig, auf der einen Seite mit einer verschiebbaren Spiegelglasscheibe verschlossenen Holzkasten war an zwei 0,02 mm starken, 4 mm voneinander abstehenden hartgezogenen Nickeldrähten ein horizontaler dünner Stab aufgehängt, der auf der einen Seite, 15,6 cm von seinem Drehpunkt entfernt, ein zylindrisches, unten halbkugelig abgeschmolzenes Glasgefäß trug, welches durch ein Gegengewicht äquilibrirt war. In diesem Glasgefäß wurden dann stets 3 g des zu untersuchenden fein gepulverten Gesteines der Einwirkung eines kräftigen Elektromagneten unterworfen. Um möglichst immer unter denselben Versuchsanordnungen zu arbeiten, wurde, soweit wenigstens das Gesteinspulver es zuließ, dieselbe Stromstärke verwendet. Um dies zu erreichen, war in den Stromkreis ein genauer Ampèremeter mit einem regulierbaren Widerstand eingeschaltet, um gegebenenfalls den durch die Erwärmung der Spule u. s. w. des Elektromagneten entstandenen stärkeren Widerstand auszugleichen. In den meisten Fällen wurde ein Strom von 2 Ampère benutzt, der dem städtischen Starkstromnetz entnommen wurde. Bei verschiedenen Gesteinen und Mineralien, so bei Eisenerzen und stark zersetzten Graniten, mußte jedoch ein erheblich schwächerer Strom in Anwendung gebracht werden, da sonst die magnetische Einwirkung zu stark und bei der Versuchsanordnung nicht mehr meßbar gewesen wäre.

An ihrem oberen Ende waren die Nickeldrähte an einem drehbaren Zapfen befestigt, der mit einer Schraube ohne Ende, die in eine größere Messingkreisscheibe eingriff, befestigt und selbst eine Schnurlaufrolle trug.

Der Tragarm für das Glasgefäß und das Gegengewicht hatte noch einen Spiegel, um die Magneteinwirkung mit Fernrohr und Skala ablesen zu können. Durch eine Schnur, die vom Fernrohr bis zum Schnurlauf an der Schraube ohne Ende ging, konnte dem Tragarm leicht jede beliebige Stellung gegeben werden. Die Entfernung des Elektromagneten von dem Glaskölbchen nach Erregung des Magnetismus war stets genau dieselbe und betrug 23,5 mm. Der Vorgang bei einer Untersuchung war nun sehr einfach. Nachdem das mit Substanz beschickte Glaskölbchen aufgehängt war, wurde der Strom geschlossen und nach eingetretener Ruhe des Trag-

¹⁾ Annalen d. Physik, 1865, Bd. 126 u. 1868, Bd. 135.

armes durch die Schnur und die Schraube ohne Ende in die genau durch Spiegel und Fernrohr leicht ablesbare Entfernung gebracht. Nachdem auch in dieser Stellung Ruhe und somit die Sicherheit der richtigen Einstellung erzielt war, wurde der Strom unterbrochen und nach abermals eingetretener Ruhe in dieser neuen Lage die veränderte Stellung im Fernrohr abgelesen. Die Differenz der ersten und zweiten Ablesung, d. h. der Sinus des durch die Einwirkung des Magneten entstandenen Drehwinkels geben ein Maß für das magnetische Moment der dem Versuch jeweils unterworfenen Substanz. Bei einigen Proben mußte, wie schon erwähnt, mit schwächeren Strömen gearbeitet werden; da jedoch innerhalb dieser Stromstärken wohl angenommen werden darf, daß die magnetische Kraft im Elektromagnet der Stromstärke proportional ist, so können auch diese Messungen mit den übrigen verglichen werden. Um mit schon vorhandenen Messungen Vergleichsgrößen zu erhalten, wurde zuerst destilliertes Wasser der magnetischen Einwirkung unterworfen und auf diese Größe dann alle anderen Messungen bezogen.

In folgender Tabelle sind die untersuchten Gesteine aufgeführt, in welcher, im Anschluß an andere Arbeiten, Wasser mit — 10 belegt wird¹⁾:

	Gemessene Ablenkung bei 2 Ap. Strom- stärke in mm der Skala	Berechnet auf Wasser als — 10
Eisenerzmassen (Durchschnittszusammensetzung) aus einem Erzscherf bei Königstein, Oberpfalz	6	700
Erzmittel aus dem Schurf bei Mergners	15,2	1800
Eisenoxyd (dargestellt aus oxalsaurem Eisen)	60,8	7150
Oberer Muschelkalk (dunkler Kalk), Marktbreit	2,2	250
Oberer Muschelkalk (Schlangenstein), Würzburg	— 1	— 119
Amaltheenton, Marloffstein	2,0	230
Doggersandstein, Hetzlas	10,1	1250
Malmkalk (Tenuilobaten Schichten), Wachknock bei Ebermannstadt	1,6	170
Malmkalk, Rupprechtsstegen, 96,2% Ca CO ₃ , 0,3 Mg CO ₃ , 3,4 unlöslich	0,8	100
Malmkalk, Rupprechtsstegen 98,9 Ca CO ₃ , Mg CO ₃ Spur, Eisen- und Ton- erde 0,13, Kieselsäure u. Unlösliches 0,3, Organisches u. Wasser 0,5	0,6	71
Myophorienschichten, Neustadt a. S.	0,6	71
Dolomit, Bieberbach, fränkische Schweiz, 56,3 Ca CO ₃ , 41,1 Mg CO ₃ , 3,2 unlöslich	— 0,1	— 11,8
Dolomit aus mittlerem Muschelkalk, Mellrichstadt	+ 0,15	16
Kalk aus der unteren Lettenkohle (Muschelschicht), Schweinfurt	+ 0,5	56
Quarz, farblos	— 0,36	— 34
Diluvialer Quarzsand, Schweinfurt	+ 0,6	71
Lehm von Weihenstephan-Schafhof	+ 3,9	450
Ton von Brembach b. Fürstenzell	+ 0,9	107
Löß von Mürzing b. Hengersberg	1,1	130
Löß von Gnödtstadt	2,7	330
Löß von Udlding b. Dachau	3,2	390
Miocäner Quarzsand, Simbach	3	360
Hochterrassenschotter von St. Emiran bei München	— 0,5	58
Löß, Weihenstephan	1	119
Lehm, Verwitterungsschicht, Perlacher Forst	5,2	600

¹⁾ Da Gesteinsproben, einem größeren Handstück entnommen, fast nie gleiche Ablenkung zeigten, so stellen die angeführten Endzahlen Mittel- und Annäherungswerte verschiedener Messungsreihen, bezogen auf dasselbe Gewicht vor.

	Gemessene Ablenkung bei 2 Ap Strom- stärke in mm der Skala	Berechnet auf Wasser als - 10
Nagelfluh, Hochterrasse, Gleißental	- 0,1	- 12
Hochterrassenschotter, Geiseltal	+ 3,4	410
Oberer Muschelkalk, Bohrkern, Kitzingen	2,2	250
Flinz, Isartal	0,4	47
Oberer Muschelkalk (Schotterkalk), Münchstockheim	- 2	- 230
Lehrbergschiefer, rot, Neustadt a. A.	+ 2,3	+ 270
Sandstein, Rotliegendes bei Röthenbach	5,4	640
Kaolinführender Sandstein, Röthenbach	2,5	290
Stark eisenschüßiger Sandstein, ebenda	6,2	738
Obermiocäner Mergel, Weißenstephan	3	360
Semionotensandstein, Koppenwind	- 0,4	- 47
Lettenkohlsandstein, Gnodtstadt	+ 2,6	309
Steinmergel aus unterer Lettenkohle, Wipfeld	+ 0,1	12
Costatenschiefer von Ödhof, nahe Gräfenberg	2,2	250
Bunte Molasse, Peiting	0,6	71
Wettersteinkalk	0	0
Hauptdolomit, Mittenwald	0,1	12
Niederterrassenschotter, München	7,6	904
Zersetzter Gneis von Schlegel b. Münchberg	20,4	2385
Dasselbe Gestein, frisch	40,2	4770
Hornblendeschiefer, Muffenb. Münchberg	+ 3,1	370
Granit vom Großen Waldstein, zersetzt	+ 1	119
Granit vom Großen Waldstein, frisch	+ 2	- 230
Silurschiefer, Metzlersreuth, Fichtelgebirge	4,2	490
Granit von Pfreimt	0,8	100
Porphy von Kulmain	7	830
Bunter Granit, Bodenwöhr, zersetzt	1,2	140
Waldgranit, Mühling, zersetzt (stark koalinhaltig)	0,4	47
Dasselbe Gestein von Freyung, Bayerischer Wald	1	119
Diorit, Hauzenberg	2,6	310
Diorit Syenit, Bärnau	25,2	2968
Syenit Granit, Rachberg (stark biotithaltig)	4,6	540
Syenit Granit, grobkristallin, Kullmannsreuth	14,6	1740
Nadeldiorit, Kasberg	42,1	5000
Körnelgneis	1,8	214
Destilliertes Wasser	0,08	- 10

Wie aus vorstehender Tabelle ersichtlich ist, unterliegen fast alle Gesteine einer größeren oder kleineren magnetischen Einwirkung im positiven Sinne, d. h. sie werden vom Magneten angezogen, während nur wenige von ihnen abgestoßen werden, was beim reinem Quarz und beim kohlenauerer Kalk der Fall ist. Die größere oder geringere Anziehung darf wohl auf den größeren oder kleineren Gehalt an Eisensalzen zurückgeführt werden, während die anderen magnetischen Salze, wie Nickel-, Kobalt- und Mangansalze, hierbei nur eine sehr geringe Rolle spielen.

Es muß nun ferner aus diesen Untersuchungen der weitere Schluß gezogen werden, daß, da der Magnet auf die Gesteine einwirkt, auch Gesteine auf die Magnetnadel einwirken. Um diesen Schluß auch experimentell zu beweisen, habe ich nun auch eine Reihe von Untersuchungen vorgenommen, die seine Richtigkeit dartun. Zu diesem Zwecke wurde ebenfalls wieder bifilar ein Magnet aufgehängt, der mit einem Spiegel ver-

sehen war, um geringere Ablenkungen mittelst Skala und Fernrohr noch bestimmen zu können. Der Raumersparnis halber und um eine möglichst starke Einwirkung auf einen Pol der Nadel und hiedurch einen möglichst starken Ausschlag zu erzielen, war der Magnet rechtwinklig umgebogen und durch einen Messingansatz mit Laufschaube das Gleichgewicht wieder hergestellt. Der eine Pol des Magneten war somit vertikal, der andere horizontal gerichtet. Mit dieser Vorrichtung konnte an allen zur Untersuchung benützten Gesteinen eine größere oder geringere Einwirkung im positiven Sinne beobachtet werden, die sogar bei dem in der Tabelle angeführten Nadeldiorit sich so stark erwies, daß der Magnetpol, nachdem das 12 g schwere Gesteinsstückchen bis auf 5 mm der Nadel nahe gebracht war, von ihm bis zur Berührung angezogen wurde. Eine negative Einwirkung von Wasser konnte dagegen, wohl der zu geringen Empfindlichkeit der instrumentellen Einrichtung halber, nicht konstatiert werden.

In folgender Tabelle ist die Einwirkung verschiedener Gesteinsarten in Winkelwerten ausgedrückt enthalten:

Traß von Amerdingen (Ries), 40 g in 2 cm Entfernung vom Magneten	1' 8"
Rotliegendes, Sandstein, Röthenbach, 0,7 cm Entfernung	2' 15"
Erz aus Schurf Königstein, 7 g, 1 cm Entfernung	3' 58"
Zersetzter Gneis, Schlegel bei Münchberg, 18 g, 0,5 cm Entfernung	7' 23"
Schilfsandstein, Zeil a. Main, 100 g, 0,5 cm Entfernung	1' —"
Kuselit, 15,5 g, 0,5 cm Entfernung	1' 21"
Nadeldiorit, bringt die Nadel zur Berührung, Diorit, Furth a. M., 100 g, 0,5 cm Entfernung	1' —"

Um nun ferner einen Anhaltspunkt zu haben, wie sich Gesteinsschichten gegenüber zwei aufeinander einwirkenden Magnete verhalten, ob sie sozusagen als Schutzwirkung, ähnlich einem Eisenblech, gegen magnetische Kräfte zu betrachten sind oder ob sie die Einwirkung größerer magnetischer Kräfte auf kleinere vermehren, wurden einige Versuche angestellt. Die Nähe der Straßenbahn und die hiedurch bedingte magnetische Unruhe verhinderte die Benutzung einer leicht beweglich aufgehängten Magnetnadel, um daher diese Einwirkung beobachten zu können, wurde in das Röllchen der früher erwähnten Apparatur chemisch dargestelltes Eisenmetallpulver gebracht und die vergrößerte oder kleinere Einwirkung des Elektromagneten bei Zwischenstellung eines dickeren Gesteinsstückes beobachtet. Zu chemisch reduziertem Eisenmetall wurde deshalb gegriffen, da jedes andere käufliche Eisen zu viel permanenten Magnetismus aufwies, so daß nach Unterbrechung des Stromes und selbst Wegnahme des Eisenkernes aus dem Elektromagneten die Wechselwirkung auf das eisenhaltige Gestein stets noch zu merken war. Zur Verwendung kamen Gesteinsstücke von 11 cm Durchmesser und bis zu 15 cm Dicke vom rotliegenden Sandstein, sowie vom Muschelkalk. Bei den Versuchen wurde folgendermassen verfahren: Nachdem der Apparat vollständig zur Ruhe gekommen und die Ruhelage durch Spiegel und Skala beobachtet war, wurde das Gesteinsstück zwischen Röllchen und Magnet gebracht, dann wurde der Strom geschlossen und die Einwirkung nach eingetretener Ruhe abgelesen, hierauf wurde der Strom unterbrochen und die Ruhelage, die sich mit der ersten Ruhelage decken mußte, bestimmt. Hierauf wurde dieselbe Bestimmung ohne Gestein vorgenommen. Die Differenz hätte die Einwirkung, sei es Schutz- oder vermehrte Kraftwirkung, ergeben müssen. Es kam zwar manchmal vor, daß nach Unterbrechung des Stromes nicht gleich wieder die erste Ruhelagestellung sich

einstellte, sondern erst im Verlauf von längerer Zeit diese eintrat, aber das Mittel aus sämtlichen Messungen, die in einer großen Zahl vorgenommen worden waren, ergab, daß eine Einwirkung weder im positiven noch negativen Sinne konstatiert werden konnte.

Ohne nun näher auf eine Erklärung der größeren und kleineren magnetischen Anomalien einzugehen, sei es, daß sie durch Entstehung von elektrischen Strömen durch Thermoeinwirkung oder durch chemische Wirkung zustande kommen, sei es, daß sie in der verschiedenen Leitungsfähigkeit der Schichten für Ströme ihren Grund haben, oder sei es, daß sie wie TELGAREITER annimmt,¹⁾ in der permanenten Magnetisierung von Tonschichten unter der Einwirkung von Laven und anderen Eruptivgesteinen, wie es vielleicht bei den Riesanomalien der Fall sein könnte, ihren Grund haben, auf jeden Fall steht fest, daß neben regionalen Anomalien auch starke lokale vorkommen, deren Grund, wie besonders S. GÜNTHER und ADAMI in einer wichtigen Arbeit in jüngster Zeit dargetan hat,²⁾ noch der Erklärung in vielen Fällen bedarf.

Um nun weiter einen kleinen experimentellen Beitrag über diese Erscheinungen im Bereiche der Hochebene, speziell der Moränen und ihrer Schotter, sowie jener auf der Hochfläche des fränkischen Juras zu liefern, möchte ich einige Messungen, die ich zu diesen und anderen Zwecken ausgeführt habe, erwähnen. Diese Untersuchungen wurden mit einem Instrumente ausgeführt, bei welchem die Magnetnadel senkrecht zur Inklinationsrichtung, für welche ein mittlerer Wert von $63,5^{\circ}$ in München angenommen worden war, durch passend angebrachte Laufgewichte stand. An die Nadel war in horizontaler Richtung ein Aluminiumarm angebracht, der die eintretende Veränderung an einer Skala mit hintergelegtem Spiegel abzulesen gestattete. Der Magnet lagerte in Achat auf Schneiden und war in einem hufeisenförmigen Messingträger, der seinerseits mit einer Nadel in einem Saphirhütchen ruhte, beweglich aufgehängt, so daß sich der Magnet selbst in den magnetischen Meridian einstellen konnte. Das Ganze hing in einem geschlossenen Holzkasten, der nur zur Ablesung u. s. w. die nötigen Glasfenster hatte. Zur Beruhigung der Nadel war eine Pinselarretierung angebracht, der Kasten stand drehbar auf einem zum Horizontaleinstellen eingerichteten Stativ ohne Eisen. Zur Horizontalstellung war auf dem Holzkasten ein Messinglager für das Niveau aufgeschraubt. Um zeitliche Änderungen in den erdmagnetischen Größen während der Messungszeit auszuschalten, wurde ein zweites ebenso gearbeitetes Instrument zeitweise an einem festen Punkte beobachtet. Das Instrument stellt demnach etwa einen Vertikalvariometer dar. Auf die genauere Berechnung und die instrumentellen Konstanten des Apparates näher einzugehen muß ich hier verzichten, schon auch aus dem Grunde, da bei den letzten Messungen, die ich in jüngster Zeit vornahm, durch Regen die Nadel so stark Rost ansetzte und ihre Gewichtsverhältnisse zu sehr geändert wurden, daß eine Nachbestimmung der einzelnen Größen nicht mehr möglich war. Aus den früheren Messungen auf der Hochfläche des Juras ging hervor, daß sich die Nadel, sowie man sich in der Nähe oder über einer Stelle befand, in welcher sich etwa 3% Bohnerz in der

¹⁾ HAUSMANN gibt in seiner Abhandlung: Magnetische Messungen im Ries u. s. w., Abhandlungen d. Berl. Akad. 1904 an, daß er keinen Einfluß (S. 137) des Gesteines auf den Magnet beobachten konnte. Dies scheint mit meinen Beobachtungen im Widerspruch zu stehen; ich glaube aber, daß es nur auf die verschiedene Versuchsanordnung zurückzuführen ist.

²⁾ S. GÜNTHER u. F. ADAMI, Sitzungsber. d. K. bayr. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. 1912.

Überdeckung fanden, die Nadel schon um 1—1,5 mm von der Horizontallage absenkte. Ferner zeigte sich in einer Kiesgrube nahe Hohenschäftlarn, im Moränengebiet, in welcher allerdings das kristalline Material sehr stark vertreten ist:

Stellung außerhalb der Kiesgrube	1 mm unter Horizontal,
Anfang der Kiesgrube	2,6 mm über „
Inneres der Kiesgrube, 3,5 m unter der Oberfläche	10,1 mm „ „
Stellung außerhalb der Kiesgrube etwa 1 Stunde 15 Min. später	0,8 mm unter „

Es zeigen demnach diese Versuchs-Messungen, daß selbst innerhalb dieser Ablagerung ganz erhebliche lokale Abweichungen vorkommen können, und beweisen, daß die an früherer Stelle aufgestellten Vermutungen über Anomalien berechtigt waren.

Es ist eine bekannte Tatsache von großem Interesse, daß die säkularen Änderungen der erdmagnetischen Elemente an verschiedenen Punkten innerhalb des gleichen Zeitraumes verschiedene Änderungen erkennen lassen. So betragen die Differenzen für den Zeitraum zwischen dem LAMONT'schen und MESSERSCHMITT'schen Messungen (1850—1905)

	D.	H.	I.
für Kochel	+ 3,9'	— 87	0
„ Würzburg	— 8,4'	— 64	+ 8'
„ Cham	—	— 201	—
„ Landsberg	— 10,5'	— 56	+ 4,1' u. s. w.

Es langen nun, wie schon MESSERSCHMITT ausführt, die bis jetzt vorliegenden Vermessungen noch nicht aus, um den Verlauf der säkularen Änderungen genau bestimmen zu können, doch glaubte er, daß sich die bestehenden Differenzen der Isogonen und Isodynamen dadurch verringern lassen, daß neben der Verschiebung dieser Linien auch eine Verdrehung angenommen wird.¹⁾

Es wäre nun aber auch denkbar, daß, wie der geologische Aufbau einer Gegend mitbeeinflussend auf die magnetischen Elemente ist, dieser sich auch mitbestimmend in der säkularen Änderung zeigt. Läßt man bei diesen Betrachtungen die Deklination und Inklination bei Seite, da jene weniger bei dieser Frage von Belang ist, die Isoklinen aber, wie die magnetischen Karten ansehen lassen, ziemlich ähnlich wie die Isodynamen verlaufen, so zeigen sich doch auch hier wieder auffallende Übereinstimmungen zwischen geologischen und erdmagnetischen Verhältnissen.

Die mittlere Differenz zwischen den LAMONT'schen Messungen und den neuen von MESSERSCHMITT ergibt ungefähr — 0,008 der Horizontalintensität, stellt man nun die Punkte, die unter dieser Differenz bleiben und jene, die über ihr bleiben zusammen und läßt man jene, die nahe dem Mittel sind weg, da infolge der Fehlergrenze von 0,0020 die Zugehörigkeit einer Station zu einer oder der anderen Gruppe verwischt werden kann, so ergibt sich folgendes:

Würzburg	— 64	Immenstadt	— 51
Neustadt a. S.	— 68	Murnau	— 46
Pfaffenhofen	— 52	Landshut	— 70
Hoyerberg b. Lindau	— 29	Rosenheim	— 73
Lindau	— 29	Landsberg	— 56

¹⁾ MESSERSCHMITT, Sitz.-Ber. d. K. Bayr. Akad. d. Wiss. math.-phys. Klasse. 1906.

Wunsiedel	— 96	Lichtenfels	— 143
Bamberg	— 91	Schwandorf	— 101
Cham	— 207	Straubing	— 156
Roth a. S.	— 100	Deggendorf(Schaching)	— 101
Forchheim	— 108	Dinkelsbühl	— 89
Uffenheim	— 107	Schwabach	— 82
Bayreuth	— 122	Lichtenfels	— 143
Aschaffenburg	— 110		

Betrachtet man nun die geologische Lage dieser Punkte, so zeigt sich folgendes: Die erdmagnetische Station von Würzburg hat zum Untergrund Muschelkalk, Neustadt liegt auf Röt, ist aber von Muschelkalk umgeben, Pfaffenhofen hat zum Untergrund miocäne Schichten, die stets stärkeren Gehalt an kohlsauerem Kalk haben, ebenso liegt Hoyerberg, das noch direkt auf stark kalkführendem Diluv mit Miocän im tieferen Untergrund steht, ebenso Lindau, Immenstadt steht auf Flysch; Murnau auf Oberoligocän, das auch der Hauptsache nach aus kohlsauerm Kalk führenden Schichten besteht; Landshut hat zum Untergrund Miocän; ebenso Rosenheim und Landsberg. Bei allen diesen Stationen übersteigt die Zunahme 0,0073 nicht und beträgt im Mittel 0,0053 (52,9).

Die nächste Reihe, die mit Wunsiedel angefangen ist, hat als geringste Zunahme Schwabach mit 82 und als größte Cham mit 207. Im Mittel — 0,0104. Die Zunahme aller Stationen beträgt im Mittel 0,0087. Übersieht man nun die Lage der letzten Reihe, so zeigt sich folgendes: Die erdmagnetische Station von Wunsiedel lag auf kristallinem Gestein, Bamberg auf Keuper, der sich aus stark quarz- und zum Teil eisenführenden Schichten aufbaut; Cham auf Gneis; Roth a. S. auf Keuper; ebenso Forchheim; Uffenheim auf Lettenkohle bzw. Keuper, einige Meter unter der Station ist der Sandstein dieser Formation zu erwarten; Bayreuth Keuper; Aschaffenburg auf kristallinem Gebirge; Lichtenfels auf Keuper; Schwandorf auf Dogger (Eisensandstein); Straubing auf Diluv, das aus Sand, Kies und Ton besteht, unter welchem Tertiär, bestehend aus Sand, Ton und Quarzsandstein, liegt, das erst bei 313 m von Mergeln, Kalkstein und Sandstein unterlagert wird;¹⁾ Deggendorf (Schaching) auf kristallinem Gebirge im Untergrund; Dinkelsbühl auf Keupersandstein und ebenso Schwabach.

Es zeigt sich demnach, daß von den hier angeführten Stationen jene die auf Schichten liegen, die reichlich kohlsaueren Kalk führen, eine geringere, dagegen jene, die stark kieselsäurehaltige Schichten, die stets auch einen größeren oder kleineren Eisengehalt besitzen, zum Untergrund haben, eine größere Differenz in der Horizontalintensität erkennen lassen. Eine Ausnahme von diesem Verhalten bilden die Stationen bei Zwiesel und die bei Neumarkt. Jene bei Zwiesel liegt auf Gneis, die Differenz beträgt 0,0072, doch stand die Station LAMONTS an einem etwas anderen Platze als die MESSERSCHMITTS, woraus sich wohl die Differenz erklären läßt. Die Station bei Neumarkt hat zum Untergrund Diluv, bestehend aus Quarzsand, der in unbekannter Tiefe von Lias unterlagert wird. Ob hier ebenfalls die etwas verschiedene Lage der Stationen oder andere Gründe ausschlaggebend sind, mag dahingestellt bleiben.

¹⁾ ROTHPLETZ, a a. O. S. 148.

Ortsverzeichnis zu Tafel VIII.

Hochebene.

1. Mindelheim.
2. Mindelstetten.
3. Rain.
4. Aibling.
5. Burghausen.
6. Dingolfing.
7. Eggenfelden.
8. Menkofen.
9. Feldkirchen.
10. Altötting.
11. Hochberg.
12. Pitting.
13. Altheim.
14. Arlaching.
15. Inzell.
16. Lengenbach.
17. Lauingen.
18. Leobendorf.
19. Pocking.
20. Marktl.
21. Neumarkt a. d. Rott.
22. Piding.
23. Söllhuben.
24. Tittmoning.
25. Unterbruck.
26. Uttenhofen.
27. Viecht.
28. Teisendorf.
29. Ortenburg.
30. Waging.
31. Peiting.
32. Peißenberg.

Hochgebirg.

33. Säuling.
34. Benediktbeuren.
35. Benediktenwand.
36. Kohlgrub.
37. Hörnle.
38. Weiler.
39. Hoyerberg.
40. Siegsdorf.
41. Schliersee.
42. Osterhofen.
43. Kochel.

Triasgebiet und Spessart.

44. Breitbach.
45. Dettelbach.
46. Gädheim.
47. Eltmann.
48. Haßfurt.
49. Langenzenn.
50. Windsheim.
51. Erlbach.
52. Reichelshofen.
53. Heilsbronn.
54. Münnerstadt.
55. Alzenau.
56. Albstadt.
57. Ebernbürg.
58. Burgwindheim.

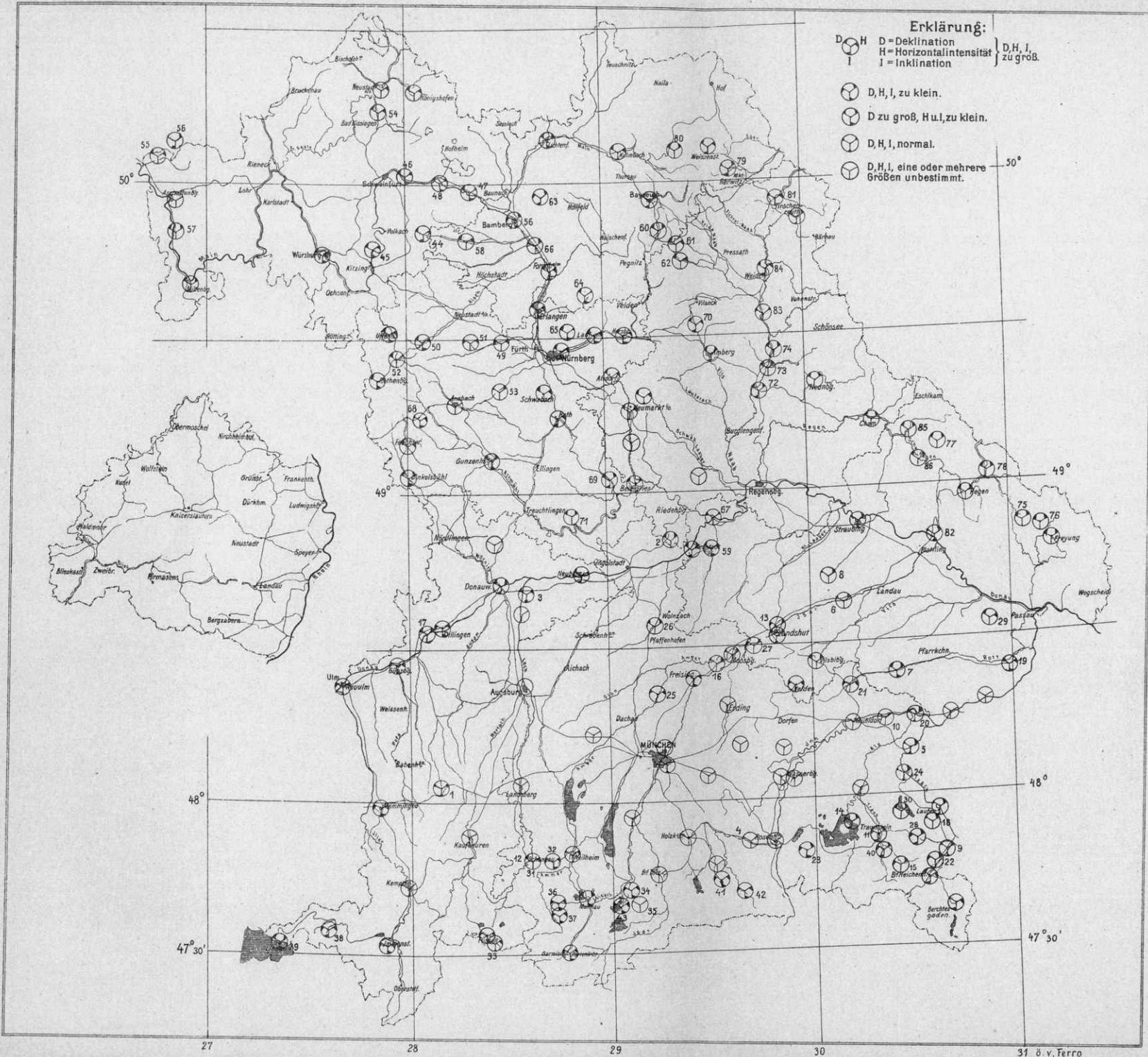
Jura.

59. Abensberg.
60. Creußen.
61. Heinersreuth.
62. Kirchenthumbach.
63. Scheßlitz.
64. Gräfenberg.
65. Heroldsberg.
66. Hirschaid.
67. Kelheim.
68. Aurach.
69. Greding.
70. Hahnbach.
71. Ruppertsbuch.

Bayerisch-Böhmischer Wald und Fichtelgebirge.

72. Schwandorf.
73. Schwarzenfeld.
74. Nabburg.
75. Grafenau.
76. Hohenau.
77. Arnbruck.
78. Zwiesel.
79. Wunsiedel.
80. Gefrees.
81. Mitterteich.
82. Deggendorf.
83. Luhe.
84. Neustadt a. d. Waldnaab.
85. Kötzing.
86. Prackenbach.





Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1 : 100 000).

Von

Dr. Matthaeus Schuster.

(Mit 3 Textabbildungen nach photographischen Aufnahmen des Verfassers.)

Von den drei Blättern Zweibrücken, Kusel und Donnersberg der Geognostischen Karte (1 : 100 000) von Bayern, die mit Blatt Speyer zusammen das Gebiet der bayerischen Rheinpfalz umfassen, weist das vorletzt genannte, in nächster Zeit erscheinende Blatt Donnersberg die größte Mannigfaltigkeit sowohl in der geologischen, als besonders auch in der petrographischen Gestaltungsform der permischen Eruptivgesteine im Bereich des Pfälzer Sattels auf. — Mit alleiniger Ausnahme vielleicht der sogen. Kuselite, die ihre typische Entwicklung auf Blatt Kusel erreichen, finden sich alle in der Pfalz vorkommenden Eruptivgesteinstypen auf Blatt Donnersberg vereinigt, zum Teil mit eigenartigen Weiterentwicklungen zu neuen, den Zusammenhang mit den alten Formen jedoch stets wahren Gesteinsausbildungen. Der Formenkreis der Eruptiva auf Blatt Donnersberg ist ein wesentlich größerer und nicht so einfach graphisch darstellbarer, als wie ihn das Bild auf S. 4 in des Verfassers erster Arbeit über die permischen Eruptiva¹⁾ (für ein allerdings beschränktes Gebiet) zeigt, und es hat sich des Verfassers Ansicht, daß mit fortschreitender Kenntnis der Eruptivgesteine in der nordöstlichen Pfalz eine Bereicherung oder eine Verschiebung in den Beziehungen der (basischen) Eruptivgesteine sich vollziehen werde, mit der Untersuchung der nachfolgend geschilderten Gesteine völlig bewahrheitet.

Diese große petrographische Mannigfaltigkeit der Eruptiva in den — doch auch für weitere Kreise bestimmten — Erläuterungen zum Blatte Donnersberg gebührend zu behandeln, verbot leider der hiefür verfügbare Raum. Es erschien daher angezeigt, an dieser Stelle ein ausführlicheres petrographisches Bild der permischen Eruptivgesteine zu zeichnen, als es in den Erläuterungen möglich sein wird. Wesentlich unterstützt hierin wurde der Verfasser von dem außerordentlich reichen Untersuchungsmaterial, das ihm in erfreulicher Weise zur Verfügung stand.²⁾

¹⁾ MATTH. SCHUSTER, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. Geogn. Jahresh. 1906. XIX. S. 1—70.

²⁾ Das Gesamtmaterial für die zur Untersuchung gelangten 850 Dünnschliffe entstammt fast völlig den Aufsammlungen bei der Kartierung des Gebietes durch Herrn Dr. O. M. REIS. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte vollständig die von dem genannten Autor früher schon makroskopisch gewonnenen Ansichten über die Eruptivgesteine. Für die mannigfache Unterstützung und die Ratschläge, die Verfasser von Herrn Dr. REIS erfuhr, sei auch an dieser Stelle der aufrichtigste Dank bekundet.

Wie für die Eruptivgesteine im Bereiche des anstoßenden Blattes Kusel¹⁾ ergibt sich auch für unseren Blattbereich eine Zweiteilung derselben in:

1. Intrusive Gesteine,²⁾ im Pfälzer Sattel in die Schichten des oberen Karbons und in die des Unterrotliegenden lager-, lagergangförmig eingeschaltet oder stock- oder gangartig in ihnen aufgepreßt. Es kommen in Betracht Gesteine vom Typus der tholeytischen Gabbrodiabase, der tholeytischen ophitischen Diabase, der basaltischen (glasreichen) Melaphyre, der kuselitartigen Augitporphyrite bis Bronzitporphyrite und der andesitischen Porphyrite, schließlich noch aplitische Gangbildungen. — Zu diesen, mit Ausnahme der letzteren, basischen Eruptivgesteinen, die in Lagern, Lagergängen und Gängen in den Schichten des Unterrotliegenden auftreten, kommen noch stockförmig in den Schichten des Oberkarbons und des Unterrotliegenden aufsetzende intermediäre (Quarzbiotitporphyrit) und saure Gesteine (Quarzporphyr und Felsitporphyr).

2. Lavaartige Ergußgesteine. Sie sind in den beiden Mulden an den Längsseiten des Pfälzer Sattels und in der an den umgekehrt kahnförmigen östlichen Abschluß desselben sich anreihenden Mulde lagerartig verbreitet und zwar an oder über der Grenze vom Unterrotliegenden zum Oberrotliegenden, weshalb sie auch „Grenzlagergesteine“ genannt werden. — Ihre Mannigfaltigkeit ist größer als im Gebiet des Blattes Kusel. Wir kennen porphyritische Gesteine vom Typus der pilotaxitischen Andesite (fast ausschließlich in der Nahemulde auftretend), ferner porphyritische Gesteine mit mikroskopisch trachytischem Typus (fast nur in der Donnersberg-Haardtmulde entwickelt), schließlich tholeytische Diabase und basaltische (glasreiche) Melaphyre.

Wie der Pfälzer Sattel die Brücke zwischen den Mulden bildet, so verbinden auch die in ihm eingelagerten Eruptivgesteine sich nach ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur mit den Gesteinen der Muldenergüsse. So stellt unser Eruptionsgebiet auch hier den Sammelplatz zwar oft sehr voneinander abweichender Gesteinstypen dar, die sich aber trotzdem zu einer Kette zusammenschließen lassen, deren Anfangsglied — wenn wir auf die Muttermagmen zurückgreifen — der Granit, deren Endglied der Gabbro ist.³⁾

Nur die basischeren Abkömmlinge von Diorit und Gabbro beteiligen sich, außer ihrem Vorkommen als intrusive Gesteine im Sattel, auch noch an dem Aufbau der Lavaergüsse in den Mulden.⁴⁾

Der weitaus größte Teil der Eruptivgesteine fällt auf bayerisches Gebiet, zu einem geringen Teil nimmt an ihnen noch das benachbarte Hessen, zu einem größeren Rheinpreußen teil. Auch den außerbayerischen Vorkommen wird, schon ihrer nicht allzugroßen räumlichen Ausdehnung wegen, eine eingehendere Besprechung zuteil werden können, die sich meist auf die Beobachtungen und Gesteinseinsammlungen bei der Feldaufnahme durch Herrn Dr. O. M. REIS und auf die in der Literatur bisher bekanntgewordenen Beschreibungen der Gesteine stützt.

Die intrusiven Eruptivgesteine.

Die Intrusivgesteine sind charakteristisch für das Innere des Pfälzer Sattels. In den Mulden treten, soweit bekannt, gangförmige,⁵⁾ mächtigere Durchbrechungen der Lavaergüsse nicht auf.

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Kusel: S. 14.

²⁾ Ältere als permische Eruptivgesteine treten im Gebiet des Blattes Donnersberg nicht auf.

³⁾ Ein schon von H. LASPEYRES als Vermutung ausgesprochener Gedanke (Kreuznach und Dürkheim. Z. d. D. geol. Ges. 19. Bd. 1867. S. 815).

⁴⁾ Über die Möglichkeit von Ergüssen porphyrischen Magmas vgl. die Ausführungen von Herrn Dr. O. M. REIS in den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg.

⁵⁾ Von einigen kleinen aplitischen Nachschüben im Porphyrit von Mörsfeld (vgl. S. 254) abgesehen.

Basische Gesteine.

Tholeytischer Gabbrodiabas (Palatinit)¹⁾ (Md).

Der einzige erheblich große Komplex dieses Gesteins, die um das Dorf Niederkirchen, am Westrand des Blattes zur größten Verbreitung gelangende „Niederkirchner Masse“ fällt nur mehr zur Hälfte auf unser Blattgebiet. In dem dem anschließenden Publikationsblatt Kusel beigegebenen Übersichtskärtchen ist dieser lagerartig in den oberen Kuseler Schichten eingeschaltete Komplex samt seinen Ausstrahlungen in unser Blattgebiet als einheitliches Ganzes wiedergegeben und in den Erläuterungen zu dem genannten Blatt S. 19 petrographisch kurz charakterisiert worden.²⁾ Es handelt sich um mittelkörnige, grau und schwarz gesprenkelte, im ganzen graue Gesteine, die sich vorwiegend aus einem basischen Feldspat und einem schwarzen, wohlspaltbaren Augit aufbauen, der mikroskopisch sich als zwischen den Feldspäten allotriomorph eingekeilt erweist. Rhombischer Augit fehlt nicht. Olivin scheint sich besonders in den randlichen Partien des Lagers einzustellen. Das besondere Kennzeichen dieses Gesteinstypus³⁾ ist die zwischen den Feldspat-Augitkomplexen teils zwickelartig eingekeilte, teils darin größere Ausbreitung erlangende Zwischenklemmasse (Mesostasis), die im reinen Zustand wohl eine feldspätige Substanz darstellt, gewöhnlich aber von einem wirren Mineraliengemengsel, meist von Feldspat und Quarz, seltener Augit, Hornblende, Erz und Apatit, zusammengesetzt ist.

Einige Kilometer nordnordöstlich von Niederkirchen breitet sich das Massiv des Roßbergs bei Becherbach mit dem großen Bruch an der Wolfsmühle aus. Die Verbindung beider Lager stellt das schon zu ophitischer Ausbildung neigende



Fig. 1.

Tholeytischer Diabas mit Intersertalstruktur vom Krehberg (Struthwiese) westlich von Kirchheimbolanden.

Dünnschliffbild $\left(\frac{18}{1}\right)$. Gewöhnl. Licht.

Zwischen den divergentstrahlig angeordneten hellen Feldspatleisten breitet sich eine bräunlich gefärbte Basis mit stabförmigen Augitwachstumsformen aus. Diese sind erkennbar unter dem graulich getönten, von Feldspätchen durchwachsenen Olivinkristall links oben. Der Augit tritt hier nur in dieser Skelettform auf.

¹⁾ Das Andenken des um die Petrographie der pfälzischen Eruptivgesteine sehr verdienten H. LASPEYRES¹⁾ könnte zum Ausdruck kommen, wenn diese kurze Bezeichnung für diesen in der Rheinpfalz isoliert auftretenden Gesteinstypus von der Fachwelt akzeptiert würde. LASPEYRES gebrauchte diese Bezeichnung für seinen „Gabbro“ von Norheim, einem Tholeyt, der stellenweise dem Niederkirchner Typus nahekommt.

²⁾ Eine eingehendere Untersuchung dieses Gesteins enthält die Abhandlung von MTH. SCHUSTER, Beiträge zur mikr. Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. Geogn. Jahresh. 1906. XIX. S. 8 ff.

Lager von Nußbach-Rathskirchen dar.¹⁾ Diesen drei Gesteinskomplexen ist der große Reichtum an meist schmalen aplitischen Gesteinsadern eigen, denen man insbesondere um Niederkirchen auf Schritt und Tritt begegnet. 1 km südlich von diesem Ort setzt in einem alten Bruch neben den Aplitgängen auch ein schmaler Kuselitgang auf. Der Reichtum des Gesteinsmassivs an Mineralien postvulkanischer Entstehung, Zeolithe und Epidot, sowie an Kalzit- und Eisenoxydgängen ist zum Teil seit langem bekannt. (C. W. GÜMBEL, Bavaria IV. Bd. 2. Abtlg. Bayerische Rheinpfalz. S. 46).

Vom Gestein von Niederkirchen liegen folgende zwei chemische Analysen vor, von denen die eine von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER im Laboratorium des Oberbergamts ausgeführt wurde.

	I.	II.
Kieselsäure	51,87	53,31
Titansäure	—	1,16
Tonerde	20,72	20,05
Eisenoxyd	} 7,26	2,18
Eisenoxydul		3,37
Manganoxydul . . .	0,11	—
Magnesia	1,68	3,33
Kalk	8,12	8,65
Natron	5,24	4,17
Kali	1,54	1,30
Wasser	2,76	2,02
Kohlensäure	—	0,06
Phosphorsäure . . .	—	0,18
Schwefelsäure	—	0,20
	99,30	99,98

I. Tholeyitischer Gabbrodiabas zwischen der Rauschenmühle und Niederkirchen. (A. SCHWAGER.)
Spez. Gewicht $s = 2,73$.²⁾

II. Gestein vom Sattelberg N. von Niederkirchen. (K. A. LOSSEN³⁾ S. 309). Analys.: GEMSE. $s = 2,75$.

Vollkommen vollkristallinische Gabbrodiabas-Entwicklung, d. h. frei von Zwischenklemmsubstanz, ist am Niederkirchner-Becherbacher Massiv nur lokal und selten, darf jedoch in der Tiefe erwartet werden. Dagegen wurde von Herrn Landesgeologen Dr. O. M. REIS ein vollkristallinischer Diabas inmitten des ansehnlichen Tholeyitdurchbruchs durch den Felsitporphyrkomplex vom Krehberg-Kühkopf gesammelt, nämlich in der Nähe des Neuhofs, im Tal des Winkelbachs und bei der Kohlhütte. Andere Proben der dortigen Intrusionsmasse sind typisch tholeyitisch (Fig. 1), so daß der Umfang des Vorkommens in dem bewaldeten Gebiet nicht wohl festzustellen ist.

Das Gestein ist als Bronzitdiabas zu bezeichnen. Äußerlich von ziemlich feinem Korn, schwärzlich-grün und granatrot gesprenkelt, etwas pechglänzend ($s = 2,79$), stellt es unter dem Mikroskop ein körniges Gemenge dar von meist etwas balkenförmigen verglimmerten Plagioklasen, frischem grünlichen Diopsid in Körnern und meist gedrungenen Kristallen, nicht ophitisch mit den Feldspäten verbunden; ferner von reichlichem, stengelig entwickeltem bis körnigem Bronzit mit

¹⁾ Über die Art dieser Intrusion und ihre Einschaltung in den Schichtkomplex verbreitet sich Dr. OTTO M. REIS in: Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Geogn. Jahresh. 1906. XIX. S. 71—117.

²⁾ Das spez. Gewicht einer Anzahl von Gesteinen wurde — soweit nicht Messungen anderer Autoren vorlagen — mit der für diesen Zweck recht brauchbaren M. von SCHWARZ'schen Wage durch eine Reihe von Messungen (ca. 200) festgestellt.

³⁾ K. A. LOSSEN, Vergleichende Studien ü. d. Gest. d. Spiemonts u. d. Bosenbergs bei St. Wendel u. verwandte benachb. Eruptivtypen aus der Zeit d. Rotliegenden. Jahrb. der Kgl. Pr. geol. L.-A. f. 1889. Berlin 1900.

seinem charakteristischen Pleochroismus von bläulichgrün zu bräunlich und schließlich von frischem Biotit, der jedoch wohl auf dem Umwege der Serpentinisierung aus dem Bronzit entstanden ist. Der rötliche Stich des Gesteins wird durch Erzbutzen hervorgerufen. — Gegen den Nordrand des Intrusivlagers (Bruch an der Kohlhütte) wird das Gestein feinkörniger und durch Aufnahme von Feldspateinsprenglingen diabasporphyritartig.

Von den beiden Lagern von Niederkirchen und Becherbach strahlen, wie die Karte deutlich zeigt, schmale, die Schichten annähernd streichend durchsetzende Apophysen aus, von ganz anderem makroskopischen und mikroskopischen Habitus als das Muttergestein. Es sind dies

Tholeyitische, ophitische Diabase (Tholeyite) (Md)

feinkörnige bis mittelkörnige Gesteine, mit ausgeprägter ophitischer Mikrostruktur. Diese Gesteine treten außer in Begleitung der eben erwähnten großen Lager in weitester Verbreitung im ganzen östlichen Pfälzer-Sattelabschluß auf, häufig in ausgezeichneter Frische und mit einer außerordentlichen Konstanz in der mikroskopischen Struktur. Im frischen Zustande sind sie von schwärzlicher Farbe, mit feinem bis mittlerem Korn; die spiegelnden Flächen der regellos angeordneten Feldspäte, die Spaltebenen der grünen bis schwarzbraunen Augite dazwischen sind gewöhnlich zu beobachten. Im unfrischen Zustande nehmen die Gesteine durch die vorzugsweise den Augit befallende Verwitterung zu Chlorit und Kalk eine graue Farbe an. — Gelegentlich können diese Gesteine gegen das Salband zu reich an Blasen werden;¹⁾ Kugelverwitterung²⁾ ist an ihnen wie an den vorher besprochenen häufig schön zu beobachten. Spez. Gew. = 2,75.

Mikroskopisch stellen die tholeyitischen ophitischen Diabase ein gewöhnlich schön entwickeltes ophitisches Gewebe von lichtbräunlichem bis rauchbraunem Augit mit meist basischen, leisten- und balkenförmigen Plagioklasen von wechselnder Größe dar. In den von dem Augit nicht völlig eingenommenen Zwickeln der Feldspäte breitet sich die für tholeyitische Gesteine charakteristische „Zwischenklemmasse“ aus, meist von etwas zarterer Struktur, als die des tholeyitischen Gabbrodiabases, zuweilen in glasiger Ausbildung (z. B. SW. vom Oberen Gerbacher Hof, N. vom Donnersberg). In diesem Falle sind auch die Feldspäte kleiner und das Gestein ist von einem Tholeyit des Grenzlagers auch unterm Mikroskop kaum mehr zu unterscheiden. Durch Ausscheidung größerer Feldspatbalken entstehen auf dem Umweg diabasporphyritischer Gesteine melaphyrische Gesteinsformen. — Olivin stellt sich in den Tholeyiten häufig ein in Gestalt gewöhnlich serpentinisierter Kristalle und Butzen. Auch Andeutungen von ehemaligem, rhombischen, nunmehr zu Faser serpentin gewordenen Pyroxen sind bemerkbar (Abb. 1 S. 237).

An manchen Stellen finden sich interessante Modifikationen von Tholeyiten, teils mit diesen untrennbar verbunden (Gegend von Orbis), teils selbständige kleine Gänge bildend (z. B. Klingelborn bei Gerbach). Es sind makroskopisch basaltisch dunkle Gesteine, in deren feinseidenglänzenden Grundmasse man mitunter bis zu 1 cm große, frische Olivinkristalle eingesprengt bemerkt. Man könnte diese Gesteine gewissermaßen als basaltische Olivinporphyrite³⁾ bezeichnen, zumal auch

¹⁾ Vgl. O. M. REIS, Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel, Geogn. Jahresh. XVII. 1904, S. 137 Anm., worin Beispiele gegeben werden.

²⁾ Nicht „Kugelabsonderung“, wie öfters in der Literatur zu lesen ist und welcher Ausdruck sich leider auch bei M. SCHUSTER (Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. XXIII. 1910. S. 168) eingeschlichen hat.

³⁾ Diese Gesteine ähneln, besonders wenn die Basis zurücktritt, nicht nur nach dem Mineralbestand und der Struktur, sondern auch nach dem Erhaltungszustande, den neovulkanischen Basalten vom

unter dem Mikroskop der Olivin die Hauptrolle spielt. Zahlreiche gut begrenzte Olivinkristalle liegen, nur wenig mit ganz bescheiden großen Augiten vermengt, in einer Grundmasse, teils aus divergentstrahligen Plagioklasleisten und Augitkörnchen, teils aus schön fluidal angeordneten Feldspäthen und Körnchen oder Kriställchen von Augit, die in beiden Fällen mehr oder minder reichlich mit einer farblosen bis bräunlichen Gesteinsbasis durchtränkt ist. Durch den Mangel ophitischer Verwachsung der Grundmassefeldspäte- und Augite und die Führung von Gesteinsglas nähert sich die Grundmasse dieser Gesteine teils der der basaltischen (glasreichen) Melaphyre,¹⁾ teils der andesitischen Porphyrite. In beiden Fällen hindert das völlige Fehlen von Plagioklaseinsprenglingen neben dem außerordentlichen Reichtum an Olivin und der Armut an Augit, sie einer von den beiden Gesteinsgruppen unmittelbar einzureihen. Spez. Gew.: 2,74—2,85, je nach dem Olivinegehalt.

Eine weitere Gesteinsart, die man, vielleicht durch Vermittlung der oben erwähnten, sich aus intrusiven Tholeyiten entwickelt denken darf, stellt das dunkelrötliche bis schwärzliche, feinkörnige bis dichte, zum Teil seidengänzende Gestein vom Westhang des Krehbergs, nordwestlich vom Donnersberg, dar, das in einer vollkristallinischen, ziemlich grobfluidalen Grundmasse aus Feldspäthen und Augitkörnchen Einsprenglinge von gestreiften und ungestreiften Feldspäten führt. Das Krehberggestein, das nach Dr. O. M. REIS die Fortsetzung des dortigen tholeytischen Gesteins ist, jedoch tektonisch von ihm abgesetzt ist und einer höheren Intrusionslage angehört,²⁾ hat strukturell ein Analogon in den porphyritischen Entwicklungsformen des tholeytischen Grenzlagern am Donnersberg. Spez. Gew. = 2,67.

Zum Schluß sei noch aus der großen Zahl von tholeytischen Gesteinsvorkommnissen petrographisch eines herausgehoben, nämlich das zwei Lagergänge in den Odenbacher Schichten bildende Gestein vom Tunnel östlich von Norheim, zu beiden Seiten der Nahe, das durch H. LASPEYRES in die geologische Literatur eingeführt wurde: sein Gabbro, später Palatinit von Norheim.³⁾ Das zum Teil ziemlich stark in Chloritisierung und Verkalkung befindliche Gestein ist teils normal entwickelt mit schlanken divergentstrahligen Feldspäten und ophitischem Augit, teils neigt es durch Herausbildung von großen Feldspäten zu diabasporphyritischem Habitus, teils wiederum besitzt es durch Vergrößerung des Kornes ein gabbroides Gefüge, ohne daß es aber den Typus des Niederkirchner Gesteins völlig erreicht. Gleich diesem jedoch ist es von zahlreichen Aplitgängen durchschwärmt, die den örtlichen Quarzgehalt des Gesteins bedingen.⁴⁾

Die chemische Zusammensetzung des Norheimer Gesteins gibt eine sehr genaue Analyse von LASPEYRES wieder, die mit Aufrundung der Prozentzahlen auf zwei Dezimalen unter I—III folgt. (Analyse IV bezieht sich auf einen Feldspat, der aus dem Tholeyt vom Imsweiler Tunnel isoliert wurde, und die zum Vergleich daneben gestellt sei.)

Typus Siebengebirge. Nach der Beschreibung von A. LEPLA, Erl. z. Bl. Nohfelden d. geol. Sp.-K. von Preußen S. 20, entspricht diesen Gesteinen der „porphyritische Melaphyr“ der Gegend von Schwarzenbach, Braunshausen und Castel der Prims-Nahegegend (vgl. Blatt Kusel).

¹⁾ Am „Mühlkling“ bei Gerbach bilden nach den Funden von Dr. O. M. REIS basaltischer Olivinporphyrit und basaltischer Melaphyr zusammen einen Eruptivgang; das letztgenannte Gestein stellt die Vermittlung mit den Tholeyiten her.

²⁾ Ein ähnliches Gestein ist beim Durchbruch des Tunnels durch den Imsweiler Tholeyt gefunden worden. Dieses Gestein untersuchte auch G. HAARMANN (Mikr. Unters. ü. d. Struktur u. Zusammensetzung d. Melaphyre. Z. d. D. Geol. Ges. 25. Bd. S. 442 ff). Er fand neben Orthoklas auch Nephelin, welch letzterer Fund bisher leider nicht bestätigt werden konnte.

³⁾ H. LASPEYRES, Kreuznach und Dürkheim. Z. d. D. Geol. Ges. 19. Bd. 1867, S. 854. Die Bezeichnung Gabbro gründete dieser Autor auf einen vermuteten Diallaggehalt neben Labrador. Aus geologischen Rücksichten schlug er (N. J. f. Min. 1869, S. 516) für dieses Gestein den Namen Palatinit vor. — Das Irrtümliche der Vermutung von Diallag durch LASPEYRES wurde durch R. HAGGE, Mikroskopische Untersuchung über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel 1871. Diss., erwiesen.

⁴⁾ Die streichende Fortsetzung dieses Gesteins jenseits der Nahe, der Götzenfels, wurde in seiner intrusiven Lagerungsart von Dr. O. M. REIS eingehend studiert und profilmäßig dargestellt. (Der Potzberg. G. J. 1904 S. 139.)

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	49,97	51,56	52,38	53,48
Titansäure	0,32	—	—	—
Tonerde	17,01	4,48	22,02	28,52
Eisenoxyd	0,86	—	—	0,51
Eisenoxydul	5,94	10,25	5,26	—
Manganoxydul	0,10	0,07	—	—
Kalk	6,39	16,77	4,91	11,68
Magnesia	7,75	14,60	3,47	0,08
Kali	0,77	0,33	0,69	1,28
Natron	5,14	} 1,72	} 6,44	4,86
Lithion	0,02			—
Phosphorsäure	0,45	—	0,32	—
Kohlensäure	0,03	—	—	—
Wasser	5,08	2,25	4,62	0,28
Luftfeuchtigkeit	0,63	—	0,66	—
Sonstiges	0,43 ¹⁾	—	0,05 ²⁾	—
	100,89	102,03	100,82	100,69

- I. Zusammensetzung des Tholeyits (Palatinit) von Norheim (LASPEYRES l. c. S. 855).
- II. Augit (unfrisch), aus demselben Gestein (Diallag LASPEYRES', S. 856).
- III. Feldspat (Oligoklas) aus dem gleichen Gestein (Labrador LASPEYRES' S. 856).³⁾
- IV. Feldspat (Labrador) aus dem Tholeyit vom Imsweiler Tunnel (Analys.: A¹⁾OLF SCHWAGER).

Gegen das Salband zu werden die Tholeyite meist feinkörniger, oft vitrophyrisch, blasig oder schlackig,⁴⁾ oder können örtlich durch Ausbildung von Einsprenglingen von Feldspäten, Augit und Olivinen und Grundmasseglass mehr oder minder den Habitus der basaltischen, glasreichen Melaphyre annehmen.

Anhang:

In der Gegend zwischen Niedermoschel und Dielkirchen, im Bereich des mittleren Alsenztales, begegnet man tholeyitischen Intrusivgängen, die stellenweise, bei anscheinender Frische, äußerlich und innerlich große Ähnlichkeit mit Kuseliten, also quarzführenden Gesteinen der Dioritfamilie, aufweisen.

Diese „kuselitartigen“ Gesteinsausbildungen sind bei mittlerem bis feinem Korn von grüngrauer bis hellgrauer Farbe. Das spez. Gew. ist 2,71.

Unter dem Mikroskop erkennt man sie als mehr oder minder reichlich mit Quarz durchsetzte Tholeyite mit oft deutlich erhaltener Struktur, deren Feldspäte meist noch frisch, deren dunkle Gemengteile jedoch völlig chloritisiert und verkalkt sind. Der Quarz tritt sowohl als meist einheitliches Gebilde in den Zwickeln der Feldspäte als „Resteckausfüllung“ auf,⁵⁾ als auch im Chlorit und Kalzit aus ehemaligem Augit, in deren lockerem Material er nicht selten prächtig auskristallisiert ist. Die zahlreichen feinsten zierlichen Apatitprismen, die er häufig als Einschlüsse führt, die nicht selten, reihenförmig oder im Zentrum des Quarzes angehäuft auftretenden Gasbläschen, die Einschlüsse von Erzkörnchen und von zierlichem Rutil,⁶⁾ all dies drückt ihm den Stempel der primären Entstehung, der magmatischen Bildung auf. Man möchte verleitet sein, ihn als eine saure Letztausscheidung

¹⁾ Spur Borsäure; Chlor (Brom und Jod) = 0,03; Cu = 0,12; Fe = 0,10; S = 0,12; Baryt und Strontian = 0,06; Cs und Rb in Spuren.

²⁾ BaO + SrO = 0,05.

³⁾ Die Analysenresultate von H. LASPEYRES unterzog A. KENNGOTT (Über den Palatinit von Norheim in der Pfalz. Z. d. D. Geol. Ges. 22. Bd. 1870. S. 747) einer nicht ganz zustimmenden Kritik.

⁴⁾ Besonders schön sichtbar am Gestein bei der Eisenbahnunterfahrt von Altenbamberg.

⁵⁾ In solchen quarzführenden Gesteinen, die zum Diabasporphyrit hinneigen, ist die Ähnlichkeit mit Kuseliten eine besonders auffällige.

⁶⁾ Wie ihn Herr Dr. O. M. REIS in dem Gestein östlich von Gerbach u. d. M. entdeckte.

des Tholeyitmagmas (Oxymesostasis nach LOSSEN) zu betrachten.¹⁾ — Gegen diese Annahme freilich sprechen verschiedene Momente. Einmal ist unter so basischen Gesteinen, wie es Tholeyite sind, eine saure Restausscheidung von reinem Quarz nicht bekannt; ferner spricht gegen die Annahme der Ausscheidung des Quarzes aus dem Tholeyitschmelzfluß die große Ungleichmäßigkeit in der Verteilung im Gestein, das örtlich völlig frei davon sein kann, ferner das gelegentlich butzenförmige Auftreten des Quarzes, seine nicht seltene Vergesellschaftung mit Kalk, in welchem er sich gleich wie im Chlorit kristallisiert abformen kann, Entfärbung des letzteren am Kontakt mit Quarz und schließlich der Umstand, daß dieser Fetzen und Fasern von Augit-Chlorit einschließt.²⁾ Die Silifizierung müßte demnach zu einer Zeit stattgefunden haben, als der Augit des Gesteins schon chloritisiert und verkalkt, wohl auch durch Wegführung von Chlorit und Kalk lückig war und so das Eindringen des Quarzes in das Gestein begünstigte. — Man steht also bei der Beurteilung der Natur des Quarzes, den Verfasser seinerzeit an einem Tholeyit vom Reiserberg bei Schallodenbach selbst als primär betrachtete,³⁾ vor Widersprüchen, die aber meines Erachtens durch die an anderer Stelle (Erläuterungen z. Bl. Donnersberg) von Dr. O. M. REIS vertretene Ansicht der Bildung des Quarzes als eine späte saure Injektion gelöst werden können. — Es sei in diesem Zusammenhang auf die kuselitartigen Gesteine von Ober- und Niederwiesen (S. 244) hingedeutet, deren Quarzgehalt ähnliche Fragen wie die obigen stellt, die wohl auch auf die gleiche Weise nach O. M. REIS beantwortet werden können.

Auf der Karte sind die „kuselitartigen Tholeyite“ mit dem Zeichen Md der Tholeyite versehen, jedoch mit der Farbe der Kuselite gegeben, um ihre eigenartige Stellung unter den Pfälzer Eruptivgesteinen darzutun.

Von zwei tholeyitischen Gesteinen, welche sich unterm Mikroskop als mit Quarz durchtränkt erwiesen, und wovon das eine (I) sich in ziemlich vorgeschrittener Verwitterung,⁴⁾ das andere (II) in sehr starker Verwitterung⁴⁾ befand, fertigte Herr Diplom-Ingenieur PHILIPP WEIDINGER folgende Analysen an:

	I.	II.
Kieselsäure und Titansäure	50,59	45,55
Tonerde	17,81	16,30
Eisenoxyd	10,66	9,57
Manganoxydul	Spur	Spur
Magnesia	6,58	5,14
Kalk	6,96	7,98
Natron	1,05	1,24
Kali	Spur	Spur
Glühverlust	6,36	14,38
	100,01	99,99

I. Tholeyit, verwittert, mit Quarz injiziert, Mannweiler (Bruch von Wenz).

II. Tholeyit, sehr stark verwittert, mit Quarz injiziert, vom „Steinkreuz“ bei Obermoschel.

Im Anschluß an diese außerordentliche Kieselsäureführung gewisser Tholeyite sei kurz der von Dr. O. M. REIS festgestellten Verkieselung des tholeyitisch-melaphyrischen Gesteins gedacht, das die ungewandelten Schichten⁵⁾ in der Quecksilbergrube von Orbis durchsetzt. Nach Art und Umfang der Umwandlung stellt es unter dem Mikroskop ein völliges Gegenstück zu dem veränderten Eruptivgestein vom Moschellandsberg (S. 246) dar. Das im unveränderten Zustande mittelkörnige, dunkle Gestein ist infolge der Veränderung lichtgrau geworden; die helleren Feldspäte heben sich aus dem grauen Untergrund etwas heraus. Spez. Gew. = 2,56 gegen ca. 2,75 im unveränderten Zustande.

¹⁾ Man würde hierin bestärkt werden können durch die Tatsache, daß Apatitprismen aus den Tholeyitfeldspäten in den Quarz ragen oder durch ihn setzen.

²⁾ Die Einschlüsse von Apatitprismen oder von Erzkörnchen im Quarz sind kein ganz sicheres Zeichen für dessen primäre Natur; denn auch in den sicher nachträglich verkieselten Eruptivgesteinen vom Moschellandsberg (S. 247) und von Orbis finden sich in dem bei der Mineralisation ausgeschiedenen Quarzaggregat die zartesten Apatit- und Erzkristalle unversehrt erhalten.

³⁾ MATH. SCHUSTER (loc. cit. 1906 S. 50).

⁴⁾ Vgl. die hohen Zahlen für Glühverlust (Wasser und Kohlensäure), die geringen Prozentanteile der Alkalien und bei II besonders der Kieselsäure, die auf Weglösung dieser Stoffe durch den Verwitterungsvorgang hindeuten.

⁵⁾ Vgl. Erläuterungen zu Blatt Donnersberg.

Unter dem Mikroskop ist man bei Betrachtung mit gewöhnlichem Licht überrascht durch die Schönheit des Gesteins, das, eine melaphyrische, glasreiche Ausbildung eines Tholeyits, auch die zartesten Einzelheiten der ehemals glasigen Grundmasse, z. B. Erz- und Augitwachstumsformen, erkennen läßt. Die langen Plagioklasbalken sind farblos, das Erz, Körnchen und Stäbchen, ist frisch. Ehemaliger, ophitischer oder eingesprengter Augit ist nicht erkennbar. Bei gekreuzten Nicols jedoch heben sich aus der größeren quarzitären Umgebung nur mehr die sehr fein verquarzten und aggregatpolarisierenden ehemaligen Feldspäte ab, während alle anderen Struktureinzelheiten durch den Silifizierungsprozeß verwischt sind.

Ein weiteres stark verändertes Eruptivgestein stellt der Tholeyitgang östlich von Gerbach dar, in welchem Herr Dr. O. M. REIS mehrere Asphaltgänge auffand. Die Feldspäte sind völlig in mikrokristallinen Quarz umgewandelt, die übrigen Gemengteile sind limonitisiert und verkalkt. Kalzitierter Olivin ist stellenweise noch vorhanden.

Basaltischer (glasreicher) Melaphyr (Mb).

Diese Gesteinsform findet sich außer der oben erwähnten Salbandmodifikation von ophitischen Tholeyiten nur an ein paar Stellen anscheinend als selbständige Ausfüllung von allerdings meist wenig mächtigen Gängen. Es sind feinkörnige, dunkle Gesteine, die unregelmäßig brechend, gewöhnlich nur noch die zum Teil glasigen, ein paar Millimeter großen Feldspäte als Einsprenglinge in der dichten Grundmasse erkennen lassen. Unter dem Mikroskop sieht man die meist länglichen labradorähnlichen Feldspäte, Olivin und Augit, beide gewöhnlich zersetzt, eingebettet in eine Grundmasse aus divergentstrahligen Plagioklasleisten, Augitkörnchen oder -Stäbchen¹⁾ und mitunter reichlichem, erzgesprenkeltem und zersetztem Glas. — Gelegentlich kann sich die Grundmasse noch mehr, bis zur hyalopitischen, verfeinern, und man ist dann in Verlegenheit, sie von manchen andesitischen porphyritischen Gangbildungen zu unterscheiden. Spez. Gew. = 2,70.

Kuselitartiger Augitporphyrit bis Bronzitporphyrit (Mc).

Gegenüber dem Gebiet des Blattes Kusel, wo die Kuselite zu ausgezeichneter Entwicklung kommen und ihre mehr oder minder deutliche keratophyrische Natur nicht verleugnen (Kuselit von der Haldenburg bei Oberstausenbach mit 5—7,30% Na₂O und 2—3,5% K₂O)²⁾ entbehrt unser Blattgebiet der typischen Kuselite. Bei aller äußeren und inneren Ähnlichkeit mit diesen Gesteinen neigen sie nämlich, durch Anreicherung von rhombischem Pyroxen (wie angenommen werden darf, Bronzit) und durch Aufnahme von Olivin in den Gesteinsbestand, zum Typus Bronzitporphyrit. Diese vermittelnde Stellung der kuselitartigen Gesteine unseres Gebietes möge deshalb in der Kapitelüberschrift zum Ausdruck kommen. — Die zu besprechenden Gesteine kommen in der Hauptsache³⁾ in zwei getrennten Gebieten vor, in Form des langgestreckten Intrusivlagers am Kahlenberg SO. von Rockenhausen und ebenfalls lagerhaft in der Umgebung von Ober- und Niederwiesen. Die „kuselitähnlichen“ Umwandlungsformen mancher Tholeyite in der Alsenztalgegend fanden auf S. 241 Erwähnung.

¹⁾ Nach Art der bei MTH. SCHUSTER loc. cit. 1906 S. 33 von einem Gestein oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach abgebildeten Formen.

²⁾ Die Kuselite wurden in den Erl. z. Bl. Kusel noch als „kersantitähnliche Augitporphyrite“ bezeichnet (S. 26). Neuere Untersuchungen lassen die Kuselite als Augitkeratophyre erscheinen. (MTH. SCHUSTER u. A. SCHWAGER, Neue Beiträge etc. I. Die Kuselite. Geogn. Jahresh. XXIII. Jahrg. S. 54.)

³⁾ 1 km südlich von Niederkirchen setzt im Palatinit ein schmaler Kuselitgang auf. In nicht ganz sicherem Verwandtschaftsverhältnis zum Niederkirchner Palatinit finden sich Gänge mit kuselitischen Gesteinsformen in der „Goldgrube“ SO. von Hefersweiler. In beiden Fällen sind weiselbergitische Salbandausbildungen bekannt.

Die Gesteine von Ober- und Niederwiesen (Fig. 2) sind im frischen Zustande von bläulichgrauer Farbe, von muscheligen Bruch, von feinem Korn und leichtem Seidenglanz der Bruchflächen. Einsprenglinge bemerkt man mit bloßem Auge nicht. — Unfrisch sind die Gesteine hellgrünlich, mit dunkleren Flecken. In den Brüchen bei Oberwiesen finden sich große, mit prächtig kristallisiertem Kalk erfüllte Mandelräume. Das spez. Gewicht schwankt nach der Frische von 2,65—2,59.¹⁾ — Das Gestein des Intrusivlagers am Kahlenberg ist grau und feinkörnig, gelegentlich, durch die Fluidalstruktur der Grundmassfeldspäte bedingt, seiden- bis pechglänzend (Ruppertsecken),



Fig. 2.

Weiselbergitähnliche Ausbildung des kieselartigen Augit-Bronzitporphyrits vom Spitzenberg bei Oberwiesen.

Dünnschliffbild $\left(\frac{18}{1}\right)$. Gewöhnl. Licht.

In einer hyalopilitischen Grundmasse von Feldspatmikrolithen, Augit-, Erzkörnchen und etwas Glas (nur erstere sind erkennbar) schwimmen Fragmente von frischem Diopsid als Einsprenglinge.

Bronzit und durchtränkt mit dem für die Kieselite charakteristischen Quarz. Im Gestein von Oberwiesen setzt sich die Grundmasse zusammen aus gewöhnlich umgewandelten, meist plagioklastischen Feldspäten, kurz leistenförmig, aus Chlorit,²⁾ entstanden aus ehemaligem monoklinen und rhombischen Augit und aus reichlichem Quarz, der die letzte, oft ansehnliche Ausfüllung des hypidiomorphkörnigen Gemenges bildet. Er stellt hinsichtlich der Beurteilung als Gesteinsbestandteil der Diagnose Schwierigkeiten entgegen, da keine sicheren Anhaltspunkte bezüglich seiner Herkunft in dem stark zersetzten Gestein zu finden sind. Ähnlich wie in den „kieselartigen“ Tholeyiten des Alsenztales schließt der Quarz auch hier zum Teil Apatit und Erz ein, ohne daß man hieraus (vgl. S. 242) Schlüsse auf seine Primärnatur zu ziehen vermag. Vielleicht handelt es sich um dasselbe Phänomen der Entstehung, wie es O. M. REIS a. a. O. für die Tholeyite aus der Alsenzgegend schildern wird.

Infolge einer weitgehenden Umwandlung der Feldspäte, Trübung bis Verkalkung, ist weder über die Menge noch die Art von Feldspäteinsprenglingen etwas sicheres zu sagen; sie dürften

¹⁾ Das spezifische Gewicht zweier zum Vergleich herangezogener Kieselite vom Bosenberg bei St. Wendel und vom Atzelkopf bei Kusel betrug, bei annähernd gleichem Korn und gleicher Frische, wie die von Gesteinen von Oberwiesen: 2,66. Das spez. Gewicht anderer Kieselite (vgl. K. A. LOSSEN, loc. cit. 1889 S. 266) beträgt im Mittel ebenfalls 2,66.

²⁾ Häufig, meist bei Gegenwart von Erz, in Biotit umgewandelt.

es lassen sich ebenfalls keine Einsprenglinge erkennen. Das spez. Gewicht ist genau das der Oberwieser Gesteine. Durch die trachytisch-fluidale Anordnung der Grundmassfeldspäte und den besonderen Reichtum an ehemaligem Bronzit weichen diese Gesteine von den Gesteinen um Oberwiesen ab; sie nähern sich stellenweise beträchtlich den Bronzitporphyriten. Gerade das Kahlenberggestein hat u. d. M. entschiedene Ähnlichkeit mit dem porphyritischen Erguß von Hochstein-Falkenstein (S. 259), wenn man von dem geringeren Quarzgehalt des letzteren absieht.

Unter dem Mikroskop gleichen unsere Gesteine im Aufbau der Grundmasse sehr Kieseliten aus dem Gebiete von Blatt Kusel. Sie ist beim Kahlenberg-Gestein meist ein trachytischer Fluß von (erkennbar) plagioklastischen Feldspätchen, untermengt mit reichlichen Säulchen von chloritisierendem

wohl wie die eingesprengten monoklinen und rhombischen Augite, die man in manchen Chloritpseudomorphosen vermuten kann, selten sein. — Ein Mineral, das typischen Kuseliten zu fehlen pflegt, in unseren Gesteinen aber sich in vereinzelt chloritisierten und verkalkten Kristallen vorfindet, ist der Olivin, der hier, wie in den olivinführenden Effusivformen der Kuselite, den Weiselbergiten der Nahemulde und den einsprenglingsarmen Augit-Olivinporphyriten der Donnersberg-Haardt-Mulde (S. 258), den Gesteinen einen trachyandesitischen Einschlag verleiht (vgl. Abb. 2).

Ein durch vorgeschrittene Umwandlung allerdings getrübt Bild von der chemischen Zusammensetzung des kuselitartigen Gesteins vom Hollahäuschen, am Schniftenberg bei Oberwiesen, gibt die folgende vom Diplom-Ingenieur Herrn PHILIPP WEIDINGER ausgeführte Analyse:

Kieselsäure u. Titansäure	54,60
Tonerde	18,52
Eisenoxyd	5,90
Manganoxydul	Spur
Magnesia	7,20
Kalk	1,44
Natron	4,10
Kali	1,99
Glühverlust	6,20
	99,95

Zusammensetzung des kuselitartigen Augitporphyrits vom Schniftenberg bei Oberwiesen ($s = 2,66$).¹⁾

Andesitischer Porphyrit (Mp).

Gesteine, die man in diese allgemeine Gruppe einreihen kann, kommen als völlig selbständige Intrusivgebilde nur an wenigen Stellen vor. Das hervorstechendste Vorkommen auf bayerischem Gebiet ist das des basaltisch-dichten Augitporphyrits vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld; weiters ist zu nennen das Gestein vom „Steinhübel“, NO. von Gerbach und schließlich, weit von diesen Punkten entfernt, das Gestein vom Welschberg bei Burg-Sponheim, jenseits der Nahe. Das übrige Material von porphyritischen Gesteinen stellt wohl zum größten Teil Entwicklungsformen meist von kuselitischen, seltener tholeyitischen Gesteinen, nach dem Salband zu dar.

Das feinkörnige, basaltartig dunkle Gestein vom „Wolfsgalgen“ (Abb. 3) läßt in der leicht seidig glänzenden Grundmasse nur sehr spärliche $\frac{1}{2}$ mm breite und bis 2 mm lange Feldspateinsprenglinge erkennen. Verwitterung bleicht das Gestein. Spez. Gew. = 2,66. — Mikroskopisch charakterisiert sich das Gestein durch sehr zahlreiche, fluidal angeordnete, winzige Einsprenglinge von Feldspäten, Bronzit und Augit in einer sehr feinen hyalopilitischen Grundmasse aus stellenweise schön fluidalen Feldspat- und Augitmikrolithen, Erzkörnchen und einem bräunlichen Glas. Die meist sehr kleinen und sehr schmalen Feldspateinsprenglinge sind gewöhnlich nur bilamelliert und oft nur fragmentär. Zonarstruktur ist nicht selten. Sie gehören anscheinend der Oligoklas-Andesinreihe an. — Die grünlichen, frischen, ebenfalls unansehnlichen Diopside treten nur in meist aggregierten Körnchen auf, während der langprismatische, gelb zu blau pleochroitische Bronzit gerne wohl begrenzt ist und nicht selten einen Saum von monoklinem Augit aufweist. — Man könnte dieses Gestein mit Recht einen gangförmigen Weiselbergit nennen.

Das unfrischere, feinkörnige Gestein vom „Steinhübel“ bei Gerbach hat keine makroskopisch sichtbaren Einsprenglinge und führt ziemlich häufig kleine Hohlräume. Spez. Gew. 2,38. — Im mikroskopischen Bild repräsentiert sich das Gestein vorwiegend aufgebaut aus einem trachytischen Fluß von getrübt Plagioklasbälkchen mit chloritisierten Körnchen und Säulchen von ehemaligem

¹⁾ Das Gestein ähnelt in der Zusammensetzung etwa dem Kuselit vom „Hühnerkopf“ bei Herschweiler (Bl. Kusel), vgl. MTH. SCHUSTER und ADOLF SCHWAGER loc. cit. S. 55. Dieses Gestein erreicht mit 6,76% MgO fast die recht hohe Prozentzahl in unserm Gestein, die sich auf Anreicherung dieses Stoffes durch den Einfluß der Verwitterung zurückführen läßt. Kieselsäure, Kalk und Alkalien mögen etwas höher gewesen sein. Die bei den Kuseliten häufige (theoretisch zu fordernde) Überlegenheit des Anteils an Natron über den des Kalis kommt auch in diesem kuselitartigen Gestein zum Ausdruck.

Augit und Orthopyroxen, das ganze noch mit einer globulitisch gekörneltten Basis durchtränkt. Die spärlichen vererzten Einsprenglinge lassen sich vielleicht auf ehemaligen Olivin beziehen. Das Gestein ist somit als Bronzitporphyrit zu benennen.

Das porphyritische Gestein des Welschbergs ist grau bis schwärzlich, von muscheligen, scharfkantigem Bruch. In der dichten vorwaltenden Grundmasse sind spärliche gedrungene

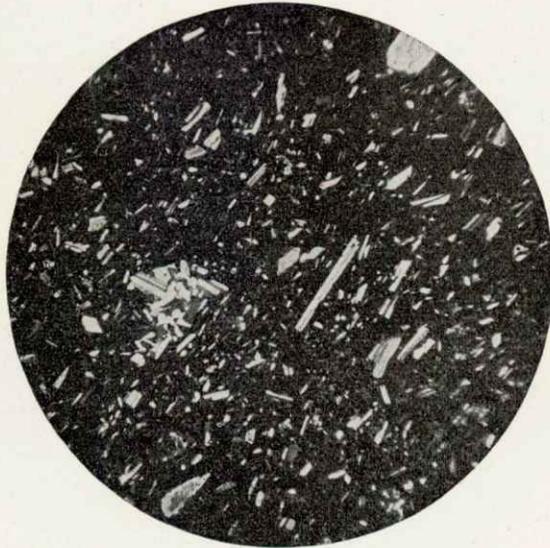


Fig. 3.

Andesitischer Augitporphyrit vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

In einer außerordentlich feinen pilotaxitischen Grundmasse, die nur bei stärkerer Vergrößerung unter gekreuzten Nicols sich aufhellt und deswegen hier dunkel erscheint, liegen winzige, etwas fluidal gerichtete Einsprenglinge von Plagioklasen, Augit und Bronzit (diese nicht deutlich erkennbar).

Feldspäte, ab und zu ein Glimmerblättchen eingesprengt. Die Absonderung des Gesteins ist eine schön dünnplattige. Der Kieselsäuregehalt ist nach LASPEYRES (l. c. 1867. S. 877) 63,65%, das spez. Gewicht (nach eigener Messung) = 2,64. Unter dem Mikroskop schwimmen in einer noch ziemlich frischen Grundmasse aus einem pilotaxitischen Feldspäterzgemengsel, mit gelegentlicher Fluidalanordnung der Feldspatmikrolithen, Einsprenglinge von Feldspäten (wohl meist Plagioklase, teils noch hell, jedoch in der Interferenz gesunken, teils verkalkt und chloritisiert), Biotitblättchen und prismatische Orthopyroxene (Bronzit?), beide völlig chloritisiert.¹⁾ Man könnte das Gestein als Bronzit-Biotit-Porphyrit bezeichnen.²⁾

Anhang:

Verändertes Eruptivgestein am Moschellandsberg.

Von den an anderer Stelle (Erl. z. Bl. Donnersberg) von Herrn Dr. O. M. REIS geschilderten großartigen Gesteinsumwandlungerscheinungen am Moschellands-

berg ist auch ein Eruptivgestein in weitgehender Weise betroffen worden, nämlich das weißliche, quarzitähnlich-riffartige Gestein, auf dem sich der Hauptturm der Burg ruine Landsberg erhebt. Die Frage nach der ursprünglichen Gesteinsart ist bei der außerordentlichen Umwandlung dieses Gesteins nicht leicht zu lösen. In der nächsten Umgebung des Moschellandsberges finden sich teils tholeyitische bis olivinporphyritische Gesteine (Fels am Westhang des Berges, Waldhaus am Nordosthang hinterm Laboratorium), teils porphyritische Gesteine mit pilotaxitischer Grundmasse nach Art der Weiselbergite oder andesitischen Porphyrite (Pulverhaus). Weiter südlich sind die schon (S. 241) behandelten silifizierten Tholeyite in den Odenbacher Schichten eingelagert.

Das Gestein des Turmfelsens ist feinkörnig bis dicht, von weißlicher Farbe, bricht splittig, hat Tongeruch und ist reich mit, durch Quarz und Eisenoxyd ausgekleideten, Sprüngen durchzogen. Rötliche, eisenoxydische Verfärbung des weißen Gesteins, in dem man an manchen Stellen mehl-

¹⁾ Das Gestein des Welschberges kann in Parallele gesetzt werden mit dem Glimmerporphyrit von Bettingen (NW.-Ecke des Bl. Zweibrücken).

²⁾ Hinter dem Haus Nr. 95 in Altenbamberg war vor ein paar Jahren in den grauen Schiefen unterhalb des Porphyrs ein schmales, grünliches Ganggestein bloßgelegt, das mikroskopisch sich als ein Porphyrit mit Feldspateinsprenglingen in einer Grundmasse aus zügig, trachytoid angeordneten Feldspatleisten, chloritisierten Augitkörnchen und chloritisierter Basis erwies. Dunkle Einsprenglinge (Augit?) sind verkalkt und verquarzt.

weiße Einsprenglinge zu sehen glaubt, ist häufig. Spez. Gewicht = 2,58—2,64, entsprechend dem Reichtum an Quarz ¹⁾ — Von dem veränderten Gestein des Moschellandsbergs ²⁾ liegen nachstehend mitgeteilte Analysen vor, die leider nicht mehr erkennen lassen, ob sie auf ehemalig eruptives oder auf dort gleichfalls silifiziertes sedimentäres Material zu beziehen sind. Zu bemerken ist, daß der Tongehalt des Gesteins sich mikroskopisch nicht feststellen läßt.

Unter dem Mikroskop lassen sich Andeutungen der ehemaligen Struktur des Gesteins nur noch bei gewöhnlichem Licht finden. Die intensive Verquarzung verwischt bei gekr. Nicols jedwede Konturen der ursprünglichen Gemengteile. Gewöhnlich blieben die Erzkörnchen des Gesteins, auch die der Grundmasse mehr oder minder, wenn auch oft in Titanit umgewandelt, erhalten; die erzfreien Stellen im Schliff lassen sich dann nach ihrer Umgrenzung halbwegs noch als ehemalige Plagioklaseinsprenglinge oder als einstigen ophitischen Augit feststellen.

Die dem Gestein vom Turmfelsen entnommenen Proben sind nicht ganz homogen. Teils lassen die Dünnschliffe Einsprenglinge von sehr fein verquarzten, bis ein paar Millimeter großen, gedrunge- nen Feldspäten in einer vorwaltenden erzreichen, ehemals pilotaxitischen, völlig und gröber ver- quarzten Grundmasse erkennen, teils formen sich in einer gleichfalls erzreichen Grundmasse die Konturen zahlreicher kleiner Feldspateinsprenglinge ab, beides Ausbildungsformen, die sehr an die vom Ge- stein vom „Wolfsgalgen“ (S. 245) erinnern; in einer weiteren Probe vom Turmfelsen sind die Feldspäte stellenweise trachytisch angeordnet. — Im ganzen möchte man das Turmfelsgestein als ein umge- wandeltes Porphyritgestein vom Typus des Wolfsgalgener Gesteins anzusehen geneigt sein.

Ein Gestein an dem zur Burg führenden Spitalstraßenweg, hoch oben, das wie das Gestein vom Turmfelsen hochgradig umgewandelt ist, läßt unter dem Mikroskop bei gewöhnlichem Licht seine ehemalige Tholeyitnatur noch erkennen. Hier ist das Erz in großer Frische erhalten und die massenhaften Apatitprismen sind auch in ihren feinstspießigen Formen vom Silifizierungsprozeß völlig unbeeinflußt geblieben. ³⁾

	1.	2.	3.	4.	5.	5a.	5b.
SiO ₂ + TiO ₂ . . .	77,35	79,73	48,04	49,25	63,96	25,74	85,37
Al ₂ O ₃	14,27	12,45	37,18	38,89	17,14	20,44	10,76
Fe ₂ O ₃	1,57	0,50	1,12	0,81	3,26	15,44	0,73
Fe	0,95	0,34	—	0,57	—	—	—
S	1,09	0,38	—	0,65	—	—	—
CaO	0,15	0,61	0,17	0,15	3,02	6,77	0,39
MgO	0,29	0,14	0,11	0,36	0,21	0,31	0,15
K ₂ O	1,78	1,71	0,43	2,01	2,42	2,94	2,65
Na ₂ O	0,32	0,27	0,12	0,39	0,29	0,25	0,34
SO ₃	0,12	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,80	2,22	—
H ₂ O	2,76	2,24	13,07	5,90	9,58	26,34	—
	100,65	98,37	100,24	98,98	100,68	100,45	100,39

1., 2., 3., ⁴⁾ 4., 5. Zusammensetzung verschiedener Proben vom veränderten Gestein des Moschellandsbergs.

5a. Zusammensetzung des in Schwefelsäure löslichen Teils von 5. (36 %).

5b. Zusammensetzung des unlöslichen Teils von 5. (64 %). ⁵⁾

Das Gestein eines Lagergärgchens auf der SO.-Seite des Stahlberges. bei gewöhnlichem Licht nur mehr an der Anordnung der Erzkörnchen zwischen den ursprünglichen Gemengteilen halbwegs als Tholeyit erkennbar, ist ebenfalls vollständig in ein feinstkristallines Quarzaggregat verwandelt.

¹⁾ Das Gestein weist in mancherlei Hinsicht Ähnlichkeit auf mit dem quarzitisch umge- wandelten Kuselit des Potschbergs (Erl. z. Bl. Kusel S. 76).

²⁾ Zum Teil beim Stollenbetrieb gebrochen.

³⁾ Dieses Gestein zeigt mikroskopisch, worauf den Verfasser Herr Dr. O. M. REIS aufmerksam machte, Spuren einer älteren Kieselsäureinjektion, nach Art der bei den Tholeyiten der Alsenz- gegend (S. 241) angeführten.

⁴⁾ Aus dem Speyerer Gang des Quecksilberabbaus; quecksilberführend.

⁵⁾ Die Analysen wurden von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER ausgeführt.

Quarzbiotitporphyrit (Pt).¹⁾

Dieses Gestein setzt die beiden großen Komplexe des Lembergs (mit dem Unterhäuserberg) und des Bauwaldes zusammen. Obwohl innerlich zusammengehörig, unterscheiden sich die Gesteine beider Vorkommen doch etwas im makroskopischen und mikroskopischen Aufbau. — Das Lemberggestein ist im frischen Zustande grau bis graugrün und stets deutlich porphyrisch. Meist farblose, glasige Feldspäte, gut geformt, zum Teil gestreift und ein paar Millimeter groß, sind nebst spärlicheren Biotittäfelchen in eine feinkörnige, selten blasenführende Grundmasse eingesprengt. Sehr selten sind Quarzeinsprengungen. Der Bruch ist splitterig bis muschelrig, die Gesteinsabsonderung dickplattig.

Das meist unfrischere Bauwaldgestein hat bei einem fleischfarbenen, gelblichem bis rötlichem Ton, ein feines, zum Teil rauhes Korn, ist mitunter feinblasig und reich an Einsprenglingen von meist rötlichen Feldspäten und von schwarzem Glimmer.

Mikroskopisch sind die Gesteine beider Vorkommen einander ziemlich ähnlich: In beiden Fällen ist die Grundmasse ziemlich ansehnlich und entweder ein mikroperalkalisches Quarzfeldspatgemenge oder mikrogranitisch aus Biotit, Feldspäten und Quarz aufgebaut. Die letztgenannte Grundmassestruktur zeigten jedoch nur die Proben vom Lemberggestein. Die Feldspäte gehören meist wenig basischen Gliedern der Plagioklasse an, der vielfach vererzte Biotit ist im Bauwaldgestein viel reichlicher²⁾ als im Lemberggestein vertreten. Dafür scheint aber in jenem der Gehalt an Bronzit und Augit, die im Lemberggestein nicht selten sind und gelegentlich sich anreichern können,³⁾ sehr gering zu sein. In manchen Proben von letzterem tritt Apatit mikroskopisch in ziemlich großen, gedrungenen Kristallen auf.

Die strukturelle Ähnlichkeit beider Gesteinsausbildungen, besonders des Bauwaldes, mit dem Quarzporphyr von Münster am Stein, ist eine sehr große. Manche Proben des Gesteins sind u. d. M. von Quarzporphyr kaum auseinanderzuhalten. Gelegentliche Entwicklung von Quarzporphyr aus dem Quarzbiotitporphyrit muß erwartet werden. In dem vitrophyrischen Quarzporphyr jenseits der Nahe, dem Lemberg gegenüber, darf man wohl eine Apophyse aus dem Lembergmassiv erblicken. Das spez. Gewicht des Quarzbiotitporphyrits wurde zu 2,55—2,63 ermittelt.

Am Gestein des Lembergs und des Unterhäuserbergs fand Herr Dr. O. M. REIS auch eine Anzahl vom Haupttypus abweichender Gesteinsentwicklungen: so Tiefengesteinsausbildungen vom West- und Nordhang des Lembergs, die man als Quarzglimmerdiorit bezeichnen könnte; des weiteren orthophyrische und vitrophyrische Gesteine. Jene kommen am Nordhang des Lembergs, am Rostberg (Trombachmündung in die Nahe) und jenseits der Nahe vor, diese sind das charakteristische Gestein des Rehkopfs, östlich vom Unterhäuserberg, sie wurden von Dr. O. M. REIS jedoch auch am Nordhang des Lembergs gefunden.

Die orthophyrischen Gesteine haben neben Plagioklasen auch Orthoklas eingesprengt in einer mehr oder minder trachytischen Grundmasse. — Die vitrophyrischen Gesteine (Vitrophyrit) sind meist stark rot und führen in einer tonsteinartig dichten Grundmasse zahlreiche Feldspat-, Biotit- und sehr seltene Quarzeinsprenglinge. Charakteristisch für sie ist der Reichtum an mehr

¹⁾ Literatur: H. LASPEYRES (Kreuznach und Dürkheim. Z. d. D. geol. Ges. 1867. 19. Bd. S. 839). Als Orthoklasporphyr bezeichnet. — K. A. LOSSEN, Sogen. Orthoklasporphyr vom „Juhhe“ auf der Spitze des Lembergs an der Nahe. Z. d. D. geol. Ges. 1884. 35. Bd. S. 211. Er bestimmte das Gestein als Quarzporphyr.

²⁾ Knollenförmige Feldspatbiotitanhäufungen (mit Biotiten bis 5 mm Größe) fand Herr Dr. O. M. REIS auf der Westseite des Bauwaldes.

³⁾ H. ROSENBUSCH (Phys. d. mass. Gest. IV. Aufl. S. 1001) stellt das Lemberggestein wegen seines Gehaltes an beiden Pyroxenen in eine Parallele zu dem Pyroxenquarzporphyr der Leipziger Gegend.

oder weniger devitrifiziertem Gesteinsglas. Spuren von Hornblendeinsprengungen begegnet man mitunter, Augit fehlt ganz.

Der Vitrophyrit am Nordhang des Lembergs steht vielleicht in genetischer Beziehung zu dem vitrophyrischen Quarzporphyr, der jenseits der Nahe in Gesellschaft mit orthophyrischen Gesteinen eine Apophyse des Lembergmassivs bildet.¹⁾ (Vgl. S. 253.)

LASPEYRES wies am Vitrophyrit des Rehkopfs einen Kieselsäuregehalt von 71,86% nach (loc. cit. S. 852), der in der reichlichen meist zu quarzartiger Substanz entglasten Basis seinen Grund hat.²⁾ Der Gehalt an Plagioklas und Hornblende, der große Mangel an Einsprenglingsquarzen stellen die vitrophyrischen Gesteine zum Lembergporphyrit, mit dem sie an einer Stelle wenigstens (Nordhang des Lembergs) zu geologischer Einheit verbunden sind. — Gleichwohl bilden die Vitrophyrite chemisch ebenso einen Übergang zum Quarzporphyr von Münster am Stein, als dies in Hinsicht auf die Struktur beim Porphyrit des Bauwaldes der Fall ist.

Erwähnt sei auch ein kleiner Gang, der neben intrusivem Tholeyt im Eisenbahneinschnitt von Oberhausen aufsetzt. Er ist ein plagioklasreicher Quarzporphyrit mit ehemals glasiger, nunmehr quarzitischer entglaster Grundmasse. Die Feldspateinsprenglinge sind gedrunken. Sekundäre Verquarzungserscheinungen.

Die nachstehenden Analysen von Gesteinen des Lembergs und Bauwaldes geben einen Überblick über die chemischen Verhältnisse. (Analyse III wurde von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER verfertigt.)

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure (Titansäure)	59,43	64,72	66,01	66,49	65,86
Tonerde	16,52	16,15	17,64	15,58	16,78
Eisenoxydul	3,99	1,20	3,01	2,19	4,99
Eisenoxyd	2,41	2,61	0,58	2,07	—
Manganoxydul	Spur	Spur	0,19	—	—
Kalk	4,84	3,95	2,18	2,40	1,03
Magnesia	3,15	2,32	0,50	1,41	1,65
Kali	2,27	2,36	4,16	3,94	3,55
Natron	3,38	3,54	4,66	4,01	4,43
Phosphorsäure	—	—	—	0,20	—
Schwefelsäure	—	—	—	0,14	—
Kohlensäure	2,62	1,90	—	0,11	0,58
Wasser	2,09 ³⁾	2,61 ³⁾	1,36	1,30 ³⁾	2,37 ³⁾
	100,70	101,36	100,29	99,84	101,24

I. Quarzbiotit-Porphyr vom NW.-Fuß des Lembergs bei Oberhausen. (H. LASPEYRES loc. cit. 1867. S. 847.)

II. Gestein aus dem Steinbruch am rechten Gehänge des Tals zwischen Lemberg und Unterhäuserberg, also vom Westgehänge des letzteren (H. LASPEYRES loc. cit. S. 844 An.: H. ZERENER) (Glimmerorthophyr nach H. ROSENBUSCH, Elem. 1910 S. 343).

III. Gestein vom Gipfel des Lembergs (An.: ADOLF SCHWAGER).

IV. Gestein vom „Juhhe“, Lemberghöhe (K. A. LOSSEN, Hypersthenquarzporphyrit aus dem Harz. Z. d. D. geol. Ges. 40. Bd. 1888. S. 203. An.: JACOBS. s = 2,613. — Nach H. LASPEYRES S. 845: SiO₂ = 66,76%).

V. Gestein vom NO.-Fuß des Bauwaldes zwischen Hallgarten und Montfort (H. LASPEYRES, S. 841).

Saure Gesteine.

Saure Intrusivgesteine finden sich in zwei extremen geologischen Ausbildungsformen in unserem Blattgebiet, als mächtige stockförmige Massen (Porphyre) und als schmale Gangbildungen (saure Nachschübe, Aplite) in basischen Eruptivgesteinen.

¹⁾ Weitere Fundpunkte von Vitrophyriten sind: Lembergnordhang, Gegend des alten Schachtes; SW.-Apophyse des Lembergs, am Hallgarter Bach, hier mit rundlichen Einschlüssen eines Lemberg-vitrophyrits von abweichendem Habitus.

²⁾ Jedoch sind auch sekundäre Verkieselungen dieser Gesteine nicht selten.

³⁾ Inklusive Luftfeuchtigkeit.

Im Gegensatz zu den Porphyren auf Blatt Kusel, die einem Typus (Felsitporphyr) angehören, unterscheiden wir auf Blatt Donnersberg sowohl diesen Typus, der makroskopisch keine Quarzeinsprenglinge erkennen läßt, als auch den eigentlichen Quarzporphyr mit wohl erkennbaren Einsprenglingsquarzen.

Felsitporphyr (Pf).

Dieser Gesteinstypus baut das große Massiv des Donnersbergs, den nördlich von diesem gelegenen Gesteinskomplex vom Kühkopf und Krehberg und das isolierte Gestein vom „Heubusch“ N. von Kirchheimbolanden auf.

Die Gesteinsausbildung der drei Vorkommnisse weicht voneinander ab, so daß eine getrennte Besprechung derselben am Platze ist. — Der Felsitporphyr des Donnersbergs ist ein bald rötlich- bis violettgraues, bald fleisch- bis braunrotes Gestein, in dessen feinkörniger bis dichter und dann kantendurchscheinender Grundmasse man spärliche Einsprenglinge von gedrungenen Feldspäten und von schwarzem Glimmer, beide klein, selten ein paar Millimeter groß, bemerkt. An gewissen Stellen, so gegen die Spitze des Donnersbergs zu, stellen sich spärliche Quarze als äußerlich sichtbare Einsprenglinge ein. Der Bruch ist splittrig bis muschelrig. Das spez. Gewicht = 2,58. — Die Glimmerblättchen erscheinen gelegentlich nach einer Richtung angeordnet, nach der sich dann das Gestein, wie Herr Dr. O. M. REIS fand, auch plattig ablösen kann.¹⁾

Unter dem Mikroskop ist der Felsitporphyr des Donnersbergs gekennzeichnet durch eine vorwaltende mikrogranitische oder mikropoikilitische Grundmasse, in der nur wenige kleine Einsprenglinge von Feldspäten (neben Orthoklas auch Plagioklas), von Biotit und noch spärlicher von Quarz eingebettet sind. — Bei mikrogranitischer Ausbildung ist die Grundmasse ein Gemenge von körnigen bis kurzprismatischen Feldspäten mit sie verkittendem Quarz, wobei lappig mit den Gemengteilen verwachsener Biotit nicht fehlt; mikropoikilitische Entwicklung der Grundmasse ist dann gegeben, wenn meist rundliche, bienenwabenartig aneinanderschließende Quarzkomplexe teils regellos, teils roh radialstrahlig von mikrolithischen stengeligen oder wurmförmig gekrümmten Feldspatgebilden durchwachsen sind. Diese Struktur hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der mikropegmatitischen (granophyrischen), die jedoch weder am Donnersberg, noch anderswo in der Rheinpfalz, typisch auftritt.

Das Gestein des Donnersbergs zeigt eine fast ermüdende Gleichförmigkeit in der Ausbildung; nur an einer Stelle findet sich nach den Feststellungen von Dr. O. M. REIS eine abweichende Ausbildungsform des Porphyrs zu einem Augitorthophyr, nämlich am „Birkehebel“ im Langental nördlich von Imsbach, also am Südrande des Massivs. Schon äußerlich weicht das Gestein ab durch sein dunkelbraunrotes Aussehen, durch die ziemlich häufigen Einsprenglinge von Feldspäten (ein paar Millimeter groß) in der dichten Grundmasse und durch das hohe spez. Gewicht von 2,73 gegenüber 2,58 des übrigen Donnersberger Porphyrs. Unter dem Mikroskop liegen in einer stellenweise schön trachytisch fluidalen, ziemlich reich eisenoxydischen, feldspätigen Grundmasse Einsprenglinge von teils breitlamellierten Plagioklasen, teils orthoklasartigen Feldspäten, beide unfrisch, von gedrungenen, vererzten Augiten und chloritisierten, stengeligen, rhombischen Pyroxenen. — Das Gestein steht an der Grenze zu den Porphyriten durch die Anwesenheit von nicht eben spärlichen Plagioklaseinsprenglingen.²⁾

¹⁾ Vom Königsberg, im Gebiet des Bl. Kusel, beschreibt der genannte Forscher dieselbe Erscheinung (vgl. Der Potzberg, Geogn. Jahresh. 1904, S. 216).

²⁾ In diesem Zusammenhang sei auf das orthophyrische Gestein hingewiesen, das Herr Dr. O. M. REIS im Porphyr des Königsbergs (Bl. Kusel) fand. (Der Potzberg etc. Geogn. Jahresh. 1904, S. 216 und 223.)

Die chemische Zusammensetzung des Donnersberger Felsitporphyrs ist aus den Analysen auf S. 253 zu ersehen. Der geringe Gehalt an Alkalien gegenüber dem der Quarzporphyre ist ebenso auffallend, wie die hohen Mengen an Kieselsäure.¹⁾

Der Felsitporphyr vom Kühkopf, Krehberg und von Kirchheimbolanden ist im Gegensatz zum Gestein des Donnersbergs von meist dunkelbraunroter Farbe, unfrischer und oft zum Teil tonsteinartig. Infolge eines feinen Kornes fühlen sich die Gesteinsproben rau an, Einsprengungen sind ebenso spärlich wie im Gestein vom Donnersberg, Quarz scheint selbst nicht gelegentlich sich einzustellen. Der Bruch ist uneben; eigentümlich knotig-schieferig brechende Gesteine fand Dr. O. M. REIS an mehreren Stellen. Das spez. Gewicht ist infolge der vorgeschritteneren Verwitterung dieser Gesteine niedriger als bei den Gesteinen des Donnersberges und wurde zu 2,46 und 2,53 gemessen.

Das mikroskopische Strukturbild ist infolge der starken Durchsetzung der Gesteine mit Eisen-oxd meist ein recht undeutliches. Nur in einer Probe vom Krehberg ist die Grundmasse gröber und bei großer Frische schön mikrogranitisch entwickelt,²⁾ wobei der Quarz den Kitt zwischen den gedrunghenen Orthoklaskörnern- und Kriställchen bildet. Die Feldspäte lassen hier manchmal Neigung zu zügiger Anordnung erkennen. In den übrigen Gesteinsproben läßt sich die Grundmasse meist nicht mehr deutlich auflösen; nur der lappig in ihr verteilte Biotit ist noch erkennbar. Einsprenglinge von Feldspäten und Biotit sind meist sehr spärlich und gewöhnlich umgewandelt. Quarz als Einsprengling scheint durchaus zu fehlen, doch begegnet man nicht selten Butzen von körnigem Quarz, wohl sekundärer Herkunft. Im Gestein vom Neuhof am Krehberg, neben der Schanze, treten in der Grundmasse vererzte kurz stengelige Gebilde auf, die man vielleicht auf Bronzit beziehen könnte.³⁾ — Vom Porphyr am Wege von Orbis nach dem Leithof bei Kirchheimbolanden bestimmte H. LASPEYRES (loc. cit. 1883. S. 389) den Kieselsäuregehalt zu 70,00%; am Südwestfuß des Kühkopfs führt das Gestein 67,53% Kieselsäure, das gleiche gilt von der „kleinen Porphyrmasse am Krehberg zwischen Kohlhüttenhof und den Gerbacherhöfen“, der auf dem Wege vom Kohlhüttenhofe nach Neuhof einen Kieselsäuregehalt ebenfalls von nur 67,53% zeigt.⁴⁾ Der Felsitporphyr des Krehberg-Kühkopfs scheint demnach stellenweise einen mehr porphyritischen Charakter anzunehmen, womit die oben erwähnte Führung eines bronzitähnlichen Minerals in der Grundmasse übereinstimmen würde.⁵⁾

Mit dem Felsitporphyrgestein des Kühkopfs und Krehbergs stimmt makroskopisch und mikroskopisch das von diesem Komplex oberflächlich getrennte, mit ihm aber nach O. M. REIS in der Tiefe zusammenhängende Porphyrvorkommen vom „Heubusch“ NO. von Kirchheimbolanden völlig überein. Spez. Gewicht = 2,45.

Quarzporphyr (P).

Dieses Gestein setzt die große Masse von Münster am Stein-Eberburg-Altenbamburg-Freilaubersheim-Neubamburg zusammen; ziemlich abseits davon liegt das gangartige Vorkommen von Quarzporphyr am „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld,

¹⁾ Auch der Felsitporphyr des Königsbergs (Bl. Kusel) zeigt diese Erscheinung.

²⁾ Mikropoikilitische Entwicklung der Grundmasse fehlt im Gegensatz zum Donnersbergporphyr anscheinend ganz.

³⁾ Ein sonderbares Gestein sammelte Dr. O. M. REIS am Judentalköpfchen W. von Kirchheimbolanden. Es besteht unter dem Mikroskop aus körnigen Komplexen von glasigem Orthoklas, ohne Spaltbarkeit, in welche unregelmäßig Feldspatmikrolithen und vererzte kleine hexagonale Blättchen, wohl ehemals Biotit, eingelagert sind. Die Struktur ist demnach eine eigenartig mikropoikilitische

⁴⁾ Der den Komplex des Kühkopfs und Krehbergs durchbrechende Tholeyit schließt Porphyrbrocken ein, die in ihrer mikropoikilitischen Ausbildung mehr an den Felsitporphyr des Donnersbergs, als an den unmittelbar benachbarten Porphyr erinnern.

⁵⁾ Beim Betrieb des Quecksilberbergwerks von Orbis, im Norden der nördlichsten Porphyerverbreitung von Kirchheimbolanden, stieß man auf einen vitrophyrischen Porphyrgang mit perlitischen Entglasungserscheinungen in der Grundmasse.

das Gängchen am ehemaligen Kupferbergwerk, NO. von Oberhausen an der Nahe und schließlich das Porphyrvorkommen von der Grube „Kolterberg“ im Fischbachtal, östlich von Burgsponheim.

Das Gestein des großen Massivs von Ebernbürg-Altenbamburg ist von rötlich-grauer bis rötlicher, durch die dichte Grundmasse bedingter Färbung. Die Einsprenglinge, Quarz, Feldspat, Biotit sind stets mit bloßem Auge erkennbar. Ihre Menge und ihre Größe (bis einige Millimeter) ist wechselnd. Durch Scharung der Feldspäte kann ein mehr oder minder körniges granitporphyrtartiges Gefüge entstehen (Ebernbürger Mühle).¹⁾ Die Verwitterung bleicht die Gesteine aus. Die Absonderung ist eine meist plattige, am Eichelberg bei Fürfeld schön säulenförmige.

Das mikroskopische Bild ist ein monotones, zu Detailstudien nicht sehr einladendes. In einer meist ansehnlichen mikrogranitischen oder mikroepiklinitischen Grundmasse sind eingesprengt Quarz, Feldspäte beider Systeme, doch Orthoklas vorherrschend, und Biotit, in der Regel 1—2 mm groß, seltener größer. Der Quarz bildet sechseckige, meist an den Kanten (oft bis zur Kugelform) abgerundete Kristalle und ist häufig buchtig korrodiert. Auch eckige Bruchstücke zerbrochener Kristalle sind nicht selten.²⁾ In den Gesteinen mit mikroepiklinitischer Grundmasse ist der Quarz häufig mit einem schmalen fransenartigen Quarz-Feldspatsaum umgeben, der in die Grundmasse überleitet. Hexagonale Hohlräume mit Flüssigkeitseinschlüssen und Libellen sind gewöhnlich. — Die gedrungenen, manchmal wohlbegrenzten Feldspateinsprenglinge verteilen sich auf Orthoklas und einen sauren Plagioklas. Sie treten meist isoliert, seltener in Gruppen angeordnet auf (Ebernbürger Mühle). Umwandlungserscheinungen sind häufig. — Der Biotit bildet hexagonale Blättchen von brauner Farbe; er neigt zur Vererzung und Chloritisierung. Andere dunkle Silikate kommen nicht vor.

Das Gestein vom „Wolfsgalgen“ bei Kriegsfeld weicht trotz seiner geringen Mächtigkeit von der Mikrostruktur des Quarzporphyrs der mächtigen Ebernbürger Porphyrmassse im wesentlichen nicht ab, nur scheinen die Feldspateinsprenglinge gegen den eingesprengten Quarz zurückzutreten. Das recht unfrische Gestein hat, je nach dem Grad der Verwitterung, ein spez. Gewicht von 2,44 bis 2,33. Außer der mikroskopischen Eigentümlichkeit der Führung großer, zum Teil sechseckig umgrenzter Hohlräume mit Libellen in den Quarzen, ist vom Wolfsgalgenestein der von Dr. O. M. REIS festgestellte Reichtum an Einschlüssen sowohl tonsteinartiger Sedimente, als auch von runden, scharf umgrenzten Porphyrfragmenten bemerkenswert, die sich in nichts wesentlichem vom Wolfsgalgener Porphyrt unterscheiden.

¹⁾ Im Porphyrt der Ebernbürger Mühle und im Porphyrt von Traisen sammelte Herr Dr. O. M. REIS Einschlüsse von grauen Gesteinen, zum Teil mit Einsprenglingen von Feldspäten und Biotit in einer feinseidenschillernden Grundmasse. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich aufgebaut teils aus einem hypidiomorphen Gemenge von Plagioklasleistchen, Chlorit und Quarz (als Zwickelausfüllung) nebst Erz und reichlich Apatit, teils schwimmen in einer trachytischen Grundmasse Einsprenglinge von Plagioklasen, Orthoklas (?) und Biotit. Lassen die erstskizzierten Gesteine nicht ohne weiteres eine sichere Deutung zu, sie erinnern an die holokristalline Ausbildung des Lemberggesteins (S. 248), so könnte man bei den zweiterwähnten Einschlüssen an orthophyrische, ältere Gesteinsmodifikationen des Porphyrs selbst denken, die von einem Magmanachschub in derselben Weise umhüllt wurden, wie das auf S. 249 von einem Lemberggestein nach den Feststellungen von O. M. REIS mitgeteilt wurde. In beiden Fällen handelt es sich um Einschlüsse randlicher Gesteine der Massive, wie auch der Orthophyrt von Imsbach am Donnersberg der Randzone des Felsitporphyrs angehört.

²⁾ Einige von oben genanntem Forscher gesammelte Proben von Altenbamburg, makroskopisch auf Harnischflächen striemenförmig ausgewalzten Biotit zeigend, erwiesen sich unter dem Mikroskop zusammengesetzt zum Teil aus unverändertem Porphyrmaterial, zum Teil aus Porphyrtgrus, in welchem noch die teils kataklatisch veränderten, teils völlig zermalnten Quarzeinsprenglinge und die Biotitstriemen auffallen.

Ann 1

Zwei weitere, außerbayerische Vorkommen stellen entglaste vitrophyrische Quarzporphyre dar. Das eine Gestein kommt zwischen Weinsheim und Burgsponheim vor, das andere steht als schmaler Gang am ehemaligen Kupferbergwerk bei Oberhausen a. d. Nahe an. In beiden Fällen ist der Idiomorphismus der zahlreichen, im Weinsheimer Gestein meist ausgewitterten Feldspateinsprenglinge, ein besonders ausgeprägter. Quarzeinsprenglinge fehlen nicht. Die ehemals glasige Grundmasse ist in beiden Gesteinen zu lückenlos aneinanderschließenden, zum Teil erzbestäubten Quarzkomplexen entglast. — Der letztgenannte Quarzporphyrgang vom Kupferbergwerk setzt in den steilgestellten Lebacherschichten in nächster Nähe von vitrophyrischen Quarzporphyren, jedoch in tektonischer Trennung davon, auf, die, wie auf S. 248 ausgeführt wurde, aus dem Lembergporphyrit durch Differenzierung entstanden gedacht werden.¹⁾

Die Möglichkeit der Herausbildung quarzporphyrischer Gesteine aus dem Quarzbiotitporphyrit des Lembergs ist bei dem teilweise hohen Säuregehalt des letzteren und der Anteilnahme von Orthoklas an dessen Zusammensetzung leicht gegeben, wie auch umgekehrt Entwicklungsformen aus Quarzporphyr vom Charakter des Lembergporphyrits erwartet werden dürfen und in der Tat von LOSSEN um Münster a. St. nachgewiesen und analytisch nach BÖTTCHER wiedergegeben wurden. Diese Gesteinsformen weisen 62—65% SiO₂ und 3—5% CaO auf im Gegensatz zu den entsprechenden Zahlen des Quarzporphyrs von Münster a. St. der beigefügten Analysentabelle.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	76,00	81,05	70,50	71,75	71,24	72,73
Tonerde . . .	13,08	11,49	13,50	15,15	16,16	—
Eisenoxyd. . .	2,58	—	5,50	—	1,86	—
Eisenoxydul . .	—	2,28	—	2,33	—	—
Kalk . . .	0,43	0,40	0,25	0,41	0,97	0,61
Magnesia . . .	0,72	0,40	0,40	0,69	0,74	—
Natron . . .	2,52	2,56	3,55	1,24	1,43	—
Kali . . .	2,92	2,07	5,50	7,07	6,55	4,76
Kohlensäure . .	—	—	—	—	—	—
Wasser . . .	0,75	0,93	0,77	2,28	1,60	—
	99,00	101,18	100,07 ²⁾	100,92	100,55	—

- I. Felsitporphyr vom „Reißenden Fels“ am Donnersberg (C. W. v. GÜMBEL, Geologie von Bayern. II. S. 933).
- II. Felsitporphyr von Falkenstein am Donnersberg (G. BISCHOF, Chem. u. phys. Geologie. II. S. 1662.)³⁾
- III. Quarzporphyr des Nahefelsens bei Kreuznach (Poggend. Annal. 51. Bd. 1840. S. 287. An.: E. SCHWEIZER).
- IV. Quarzporphyr vom Eichelberge bei Fürfeld (H. LASPEYRES, loc. cit. 1867. S. 834).
- V. Quarzporphyr vom Wonsheimer Wingertberg (R. LEPSIUS, Das Mainzer Becken. Darmstadt. 1883. S. 12).
- VI. Quarzporphyr (vitrophyrisch) zwischen Schloßböckelheim und Niederhausen (K. A. LOSSEN¹⁾ l. c. 1891. S. 538).

Aplitische Ganggesteine.

Das Vorkommen dieser Gebilde konzentriert sich besonders auf zwei Örtlichkeiten, den Palatinit von Niederkirchen und den Tholeyit vom Norheimer Tunnel, bzw. vom Götzenfelsen. Ganz schmale aplitische Adern durchschwärmen auch das Effusivlager von Mörsfeld.

¹⁾ K. A. LOSSEN führt (Über Quarzporphyrgänge an der Unter-Nahe etc. Z. d. D. geol. Ges. 43. Bd. 1891 S. 535) von diesem Gestein Turmalinrosetten an.

²⁾ Einschl. Chlor = 0,10%.

³⁾ Vom Ostabhang des Donnersbergs, gegen Dannenfels zu, doch nahe der Spitze, bestimmte H. LASPEYRES (Beitrag z. Kenntnis d. Eruptivgest. im Steinkohlengebirge u. Rotliegenden zw. d. Saar u. d. Rhein. Verh. d. naturf. Ver. d. pr. Rheinlande u. Westphalens. 40. Jahrg. 1883. S. 388) den Kieselsäuregehalt zu 75,07%.

Im Bereich des Palatinits von Niederkirchen-Becherbach und am Götzenfelsen setzen aplitische, meist wenig mächtige, oft fadendünne Gangbildungen auf von meist rötlicher Farbe bei zuckerkörnigem Aussehen. Ihr mikroskopischer Habitus wird eingehend bei MATTH. SCHUSTER a. a. O. 1906. S. 56¹⁾ und Erl. z. Bl. Kusel S. 30 beschrieben und sei darauf verwiesen. Der Mineralbestand ist Oligoklas, Albit, Orthoklas, sehr wenig Augit und Hornblende und gewöhnlich als letzte Ausscheidung Quarz. Die mikroskopische Struktur ist teils eine körnige, teils eine ausgezeichnet mikropegmatitisch-porphyrische. Nach der vorwiegenden Beteiligung von Orthoklas oder Plagioklas an der Zusammensetzung der Aplite kann man Orthoklas- oder Plagioklasaplite unterscheiden. — An manchen Stellen findet man innige Verwebungen des tholeyitischen und aplitischen Gesteins, wobei die Feldspäte des ersteren zentimetergroße Leisten, Titaneisenerz Riesenblättchen²⁾ (bis 2 cm Länge und 1 cm Breite) bilden können, wie Herr Dr. O. M. REIS neuerdings in dem Tholeyit vom Götzenfelsen bei Ebernburg feststellte.³⁾

Die Gangvorkommen vom Götzenfelsen waren auch K. A. LOSSEN⁴⁾ bekannt, der eine im folgenden wiedergegebene chem. Analyse eines Plagioklasaplits bringt. Weitere Analysen von Orthoklasaplit von Niederkirchen haben Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER als Verfertiger (vgl. auch Erl. z. Bl. Kusel, S. 31).

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	65,00	58,28	71,22	73,00
Titansäure	0,47	0,58	0,71	0,58
Tonerde	13,73	16,42	13,58	15,02
Eisenoxyd	0,44	6,02	2,36	1,51
Eisenoxydul	2,19	2,75	0,90	0,91
Manganoxydul	Spur	0,12	0,29	—
Magnesiumoxyd	0,82	1,94	0,24	0,35
Kalk	4,43	4,26	0,35	0,40
Natron	3,70	7,90	3,58	3,85
Kali	4,82	0,14	6,48	4,42
Wasser	1,08	1,72	0,82	0,62
Phosphorsäure	0,08	—	0,10	—
Schwefelsäure	0,21 ⁵⁾	—	—	—
Kohlensäure	3,15	—	—	—
	100,12	100,13	100,63	100,66

I. Plagioklasaplit vom Götzenfelsen (K. A. LOSSEN l. c. 1891. S. 537). (An.: HESSE.)

II. Plagioklasaplit (winzige Fragmente d. Nebengesteins führend) von Niederkirchen. (An.: A. SCHWAGER.)

III. und IV. Orthoklasaplite vom Sattelberg N. von Niederkirchen.⁶⁾ s = 2,49. (An.: A. SCHWAGER.)

Die Aplite, welche in den Brüchen bei Mörsfeld, an der Straße nach Wendelsheim, in Form fingerdicker Adern streichend in dem dortigen Grenzlager aufsetzen, sind feinkörnige fahl-rötliche Gesteine und bestehen unter dem Mikroskop aus einem körnigen Gemenge von Orthoklas, Biotit und massenhaften Apatitprismen. Mikropegmatit und Quarz fehlen hier ausnahmsweise.

¹⁾ Die Art des Aufsetzens der Gänge gibt hier eine Skizze von Herrn Dr. O. M. REIS wieder.

²⁾ Aus einem grobkörnigen Mischgestein vom Sattelberg analysierte Herr Landesgeologe A. SCHWAGER Titaneisen, unmagnetisch (s = 4,697) mit $TiO_2 = 53,60$; $Fe_2O_3 = 8,44$; $FeO = 34,38$; $MnO = 0,60$; $MgO = 2,22$; Summe 99,24. Des weiteren magnetisches Titaneisen (s = 5,063) aus demselben Gestein, mit: $TiO_2 = 28,03$; $Fe_2O_3 = 56,26$; $FeO = 14,98$; $MnO = 0,34$; $MgO = 0,92$; Summe 100,53.

³⁾ Gerölle dieses Mischgesteins fand Dr. O. M. REIS auch in den Konglomeraten (Waderner Schichten) von Altenbamberg.

⁴⁾ K. A. LOSSEN, Über Quarzporphyrgänge an der Unter-Nahe. Z. d. D. g. G. 43. Bd. 1891. S. 535.

⁵⁾ In den Apliten vom Götzenfelsen tritt ziemlich häufig Schwefelkies auf.

⁶⁾ Hieraus wurde typischer Kalifeldspat (8,35% K_2O) analysiert. (Erl. z. Bl. Kusel S. 42.)

Anhang:**Kontaktmetamorphosierte Sedimente.**

Die im allgemeinen geringen makroskopischen Umwandlungserscheinungen von Sedimenten durch die in sie eingedrungenen Intrusivmassen, wie sie Herr Dr. O. M. REIS a. a. O. mitteilen wird, drücken sich auch im mikroskopischen Bilde nicht sehr auffällig aus. — Schiefergesteine, die am unmittelbaren Kontakt mit Tholeyiten oft porzellanjaspisartig erhärtet und verdichtet sind ($s = 2,7-2,8$) bestehen mikroskopisch aus zum Teil bestäubten Quarzkörnchen, die mit Erzkörnchen überstreut sind und zwischen welchen sich kohlige Partikelchen anhäufen. Der Übergang in das normale Schiefergestein tritt rasch ein. — Sandsteine, die von basischen Eruptivgesteinen nicht verändert werden, zeigen sich auch im Kontakt mit den Porphyren anscheinend nur wenig angegriffen. Bei starker Vergrößerung begegnet man jedoch im Bindemittel allenthalben winzigen gedrunenen Prismen von blaugrünem Turmalin.

Es gelangten Proben vom Kontakt des Porphyrs vom Donnersberg (Seedell, Falkenstein), die Herr Dr. O. M. REIS sammelte, zur Untersuchung. In einer Probe besteht der Felsitporphyr am Kontakt aus einer mikrokristallinen, schleierartig mit feinstem weißen Glimmer überzogenen Grundmasse (ehemals Glas?) und winzigen rundlichen Quarzausscheidungen, die mikropoikilitisch mit Feldspat durchwachsen sind. Daneben treten spärliche Feldspateinsprenglinge und Biotitfläscherchen auf. Die Kontaktnaht ist eine scharfe. — Weitere Schliffe des sandig-schieferigen Sediments ließen teils geringe Einwirkung durch den berührenden Porphyr erkennen, teils fanden sich seltene gedrungene grüne Turmaline ausgeschieden, oder die Klüfte des etwas mechanisch deformierten Gesteins waren mit massenhaften farblosen spießigen Kriställchen erfüllt, die möglicherweise auch auf Turmalin zurückzuführen sind.

Als Kontakterscheinung innerhalb des Porphyrs sei die Anhäufung von Turmalinprismen an der Kontaktnaht erwähnt.

Einen kristallinischen Kalk im Kontakt mit dem Quarzbiotitporphyr des Lembergs sammelte Herr Dr. O. M. REIS von der „Kohlhütte“, auf der Westseite des Berges.¹⁾ Unter dem Mikroskop besteht der Kalk aus lückenlos aneinander gereihten kristallisierten Kalkkörnchen mit Zwillingslamellen, ganz nach Art des Marmors; in den Kalkkomplexen finden sich winzige, durchsichtige lichtrötliche Kriställchen, hochlichtbrechend und ohne Doppelbrechung, die offenbar auf Granat zurückzuführen sind.

Die effusiven Eruptivgesteine.**Die Lavagesteine der Donnersberg-Mulde im Südosten und im Osten des Pfälzer Sattels.**

Am Aufbau der Lavaergüsse, die ihre Hauptverbreitung um den Donnersberg und in der Gegend von Wendelsheim-Mörsfeld haben, beteiligen sich zwei Gesteinsarten, eine vorwiegend diabasische (tholeyitische) bis melaphyrische, also basische und eine saure, porphyritische Gesteinsform.²⁾

¹⁾ K. A. LOSSEN erwähnt (Z. d. D. g. G. 43. Bd. S. 541) ebenfalls von der Westseite des Lembergs hochmetamorphosiertes Schichtgestein mit Biotit und Kalksilikaten, die er mit den Kalksilikaten am Remigiusberg (Kuselit) und in den metamorphosierten Schollen im Tholeyit von Norheim vergleicht.

²⁾ Vgl. A. LEPLA, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. Jahrb. d. K. pr. geol. L.-A. f. 1893. Bd. XIV. S. 134—157. — MTH. SCHUSTER, Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. 1910. Bd. XXIII. S. 161—189.

Basaltischer, glasreicher Melaphyr (Navit)¹⁾ (MG).

Dieses Gestein bildet ausschließlich den Lavaerguß, der 1½ km SW. von Schallodenbach sich bis zu diesem Ort hinzieht. Es stellt die Fortsetzung des Olsbrücker Grenzlagermelaphyrs dar und stimmt makroskopisch und mikroskopisch mit diesem in den Erl. z. Bl. Kusel S. 38 u. 39 beschriebenen und abgebildeten Gestein völlig überein. — An dem dunklen, unregelmäßig brechenden, gelegentlich mandelreichen Gestein erkennt man mit freiem Auge Einsprenglinge von häufig frischen, glasigen und zu Gruppen angeordneten Feldspäten und von zurücktretenden, dunklen Augiten (bis einige Millimeter groß) in einer dichten schwarzen Grundmasse.

Unterm Mikroskop bemerkt man Einsprenglinge von meist basischen labradorähnlichen Feldspäten von zumeist großer Frische, von wohlumgrenztem Basaltaugit, nebst serpentinisiertem Olivin, in einer Grundmasse aus divergentstrahligen Feldspatleistchen, Augit-, Erzkörnchen und farbloser bis bräunlicher, zum Teil in Entglasung befindlicher Basis. $s = 2,73$.

Das Gestein vom „Thierwald“ SW. von Schallodenbach, an der Grenze zu Blatt Kusel, wurde von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER analysiert:

Kieselsäure . . .	50,76
Titansäure . . .	1,64
Tonerde	16,68
Eisenoxyd . . .	5,84
Eisenoxydul . .	1,69
Manganoxydul .	0,36
Magnesia . . .	1,72
Kalk	10,48
Natron	3,27
Kali	3,12 ²⁾
Wasser	1,18
Kohlensäure . .	4,02
Phosphorsäure .	0,15

100,91

Zusammensetzung des basaltischen, glasreichen Melaphyrs (Navits) aus dem effusiven Grenzlager vom „Thierwald“ SW. von Schallodenbach (A. SCHWAGER).

Vor Schallodenbach wird das Lager durch Störungen in die Tiefe versenkt. Hiermit scheidet das Gestein auch als petrographischer Typus völlig aus dem untersten Erguß, dem eigentlichen „Grenzlager“, wie auch aus den übrigen Lavabildungen aus; der aus der Gegend von Waldmohr 30 km weit sich entlangerstreckende basaltische Melaphyr hat bei Schallodenbach seinen nordöstlichen Abschluß. Das bei Heiligenmoschel NO. von Schallodenbach wieder auftauchende Grenzlager ist dort rein tholeyitisch entwickelt.

Deckendiabas mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyit) (Md).

Gesteine dieses Typus' setzen südwestlich vom Donnersberg teils für sich, teils im Verein mit porphyritischen Gesteinen, sowohl den ältesten Erguß, das Grenzlager im engeren Sinne, als auch den jüngsten Erguß zusammen.

¹⁾ Für diesen in unserem Blattgebiet ausgezeichnet entwickelten Gesteinstypus hat H. ROSENBUSCH den kurzen und praktischen Namen „Navit“ vorgeschlagen, der seine Verbreitung im Nahegebiet dartin soll.

²⁾ Der beträchtliche Reichtum dieses Gesteins an Kali würde die Bezeichnung „trachydoleritisch“ rechtfertigen. Aus demselben Gesteinszug, bei Pörrbach, Bl. Kusel, analysierte Herr Landesgeologe ADOLF SCHWAGER Kalinatronfeldspäte mit 6,61% Kali. (Erl. z. Bl. Kusel. S. 42.)

Der älteste Erguß ist von Heiligenmoschel bis Schweisweiler noch einheitlich tholeyitisch entwickelt; zwischen dem letztgenannten Ort und Marienthal beginnt eine nach NO. zu immer mächtiger werdende Porphyritdecke sich über dem Tholeyit auszubreiten. Dies ist die Region des Grenzlagerzuges, der auf der Karte mit *Mdp* und als „Decke von tholeyitischem und porphyritischem Gestein, dieses in der Hangendregion häufig überwiegend“ bezeichnet ist.

Mit dieser Signatur ist auch der große Grenzlagerkomplex von Mörsfeld und Wendelsheim versehen, wo sich die gleiche Profildfolge, wenn auch mit gelegentlichen kleinen Abweichungen, feststellen läßt. Als ein Gegenstück zum einheitlichen Tholeyiterguß zwischen Heiligenmoschel und Schweisweiler kann man den Deckentholeyitzug bezeichnen, der als einheitliches Gestein von Steinbockenheim-Wonsheim an um den Sattelabschluß bis nach Hochstätten und Feil sich verfolgen läßt.

Ein einheitlicher tholeyitischer Erguß ist auch der die Eruptionstätigkeit im Süden des Pfälzer Sattels abschließende Erguß, zwischen Schneckenhausen, Hochstein, Imbach am Donnersberg, bei Jakobsweiler am Osthang dieses Berges und südlich von Kirchheimbolanden.¹⁾

Im äußeren ähneln, wenn man von der gelegentlichen, besonders gegen das Hangende und Liegende zu auftretenden starken Mandelführung und dem hiermit verbundenen feinen Korn des Gesteins absieht, diese Gesteine häufig den Intrusivtholeyiten des Sattels.

Der kugeligen Verwitterung begegnet man bei den effusiven Tholeyiten in derselben Form wie bei den intrusiven.

Im frischen Zustande spezifisch schwer ($s = 2,79$), sind sie tiefschwarz, kristallinisch, von mittlerem bis feinem Korn, mit spiegelnden Feldspatflächen und an den Spaltflächen bronzeschillernden schwarzen Augiten. Ein grünlicher Stich verrät den gewöhnlich serpentinierten Olivin.

Mikroskopisch setzen sich diese Gesteine zusammen aus kleinen, meist unter 1 mm langen, divergentstrahlig angeordneten basischen Plagioklasen, aus Augit, der wie bei den intrusiven Tholeyiten ophitisch mit den Feldspäten verwachsen ist, aus serpentiniertem Olivin in Einsprenglingen und aus einer Mesostasis, die manchmal nur in häutchenartiger Feinheit zwischen den Feldspäten, zum Teil in den Zwickeln derselben, zum Teil jene in größerer Menge einer Grundmasse gleich umpülend, auftritt. In reinem Zustand ist sie farblos oder lichtbräunlich, glasiger Natur, meist aber entglast oder in ein feines Mineralgemengsel aus Feldspäten, Erzkörnchen, auch Augitkörnchen aufgelöst.

Im Hangenden und Liegenden pflegen die Deckentholeyite reich an mit Quarz, Chlorit, Chalzedon oder Kalk ausgefüllten Mandeln zu werden oder schließlich in vitrophyrische oder spilitische Gesteine überzugehen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteinstypus' geben folgende vier, der Literatur entnommene Analysen wieder:

¹⁾ Hierher gehört auch das von AUG. LEPPLA (Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. Jahrb. d. K. pr. g. L.-A. f. 1893. Bd. 14. S. 140) beschriebene quarzführende diabatische Gestein, das zu beiden Seiten des Falkensteiner Tales südlich von Falkenstein, an der Brücke, ansteht. Der Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 55,37 und 58,85%. Der Quarz tritt zwischen den Feldspäten, von diesen begrenzt, auf; er ist vielleicht ebenso sekundär wie der Quarz früher beschriebener Gesteine (S. 241 u. 244). — In der Kupfererzgrube von Imbach am Südfuß des Donnersbergs wurden tektonisch in den Porphyr eingebrochene Schollen von Oberen Lebacher Schichten, mit stark zersetzten tholeyitischen Gesteinen vergesellschaftet, angefahren („Grüner Löwe“, Schweinstälehen). Die Tholeyite ähneln sehr Deckengesteinen, etwa von der Art der effusiven Tholeyite vom Langhecker Hof.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	50,15	51,11	51,55	55,40
Titansäure	0,33	—	Spur	—
Tonerde	15,02	16,85	15,55	14,88
Eisenoxyd	5,17	0,88	2,35	2,35
Eisenoxydul	5,17	7,78	3,99	4,82
Manganoxydul	—	—	0,11	—
Magnesia	6,90	5,95	3,88	3,66
Kalk	8,25	9,15	7,72	9,01
Natron	2,59	3,45	3,22	3,65
Kali	1,33	2,22	1,69	2,66
Phosphorsäure	0,26	—	Spur	0,26
Kohlensäure	0,32	—	4,85	1,02
Schwefelsäure	0,09	—	—	—
Wasser	4,08	2,83	4,47 ¹⁾	2,39
	99,66	100,22	99,38	100,10

- I. Deckentholeyit (Steinbruch etwa 100 m nördlich der Kirche von Höringen am rechten Ufer des Baches). (A. LEFFLA loc. cit. S. 150. — Analys.: K. KLÜSS.) (s = 2,75.)
- II. Gestein vom Aulheimer Tal, östlich von Wendelsheim, unterhalb des Rauensteiner Hofes bei Uffhofen (Rhein Hess.). (R. LEPSIUS loc. cit. S. 9.)
- III. „Festes, scheinbar frisches und dichtes Gestein“ an der Straße von Wendelsheim nach Erbesbüdesheim (Rhein Hess.), am rechten, steileren Gehänge des Wiesbaches. (H. LASPEYRES loc. cit. 1883. S. 379.)
- IV. Gestein, dicht und frisch, südlich-östlich, nahe Wonsheim (Rhein Hess.) (R. LEPSIUS loc. cit. S. 9.)

Einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit mit meist trachytisch-fluidaler Struktur (Mp).

Über dem tholeyitischen Basiserguß des Grenzlagers baut sich an zwei Stellen, nordwestlich bis nördlich vom Donnersberg und in der Gegend von Wendelsheim-Mörsfeld, eine zum Teil ansehnliche Decke eines Gesteins auf, das als einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit mit meist trachytisch-fluidaler Struktur bezeichnet werden kann und das im Habitus ganz mit dem von Porphyirkonglomerat bedeckten Porphyritdeckengestein übereinstimmt, das im höheren Niveau (über Soeterner Schichten mit dem liegenden Grenzlager) in der Gegend von Schweisweiler, Falkenstein und nördlich vom Donnersberg entwickelt ist.

Dieser letztere Gesteinszug ist auf der Karte der eigentliche Träger der oben angeführten Bezeichnung und der Signatur Mp, während mangels einer ganz scharfen, durch gute Aufschlüsse erleichterten Abscheidung des porphyritischen Anteils des Grenzlagers von dem tholeyitischen als Aushilfe für beiderlei Gesteinsformen die Grundfarbe des Deckentholeyits gewählt und jene als „Decken von tholeyitischem und porphyritischem Gestein, dieses in der Hangendregion häufig überwiegend“ (Mdp) bezeichnet wurden.

Die porphyritischen Gesteine des Grenzlagers

am Donnersberg und um Mörsfeld-Wendelsheim, im einzelnen wohl in kleinen Merkmalen von einander abweichend,²⁾ sind von dunkelgrauer (Mörsfeld), braunroter bis schwärzlichroter oder fahlroter Färbung, wobei sie feinschuppig-seidenglänzend bis tonsteinartig dicht und reich an runden oder gestreckten Mandeln werden können. Einsprenglinge, fast nur Augit und Olivin, sind sehr spärlich makroskopisch erkennbar. s = 2,46 (Finkenmühle) — 2,60 (Mörsfeld).

¹⁾ H₂O = 4,19. Luftfeuchtigkeit = 0,28.

²⁾ Vgl. MATTH. SCHUSTER, Die Gesteine der versch. erupt. Decken im östlichen Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. 1910. S. 174—179.

Mikroskopisch sind in einer weit vorwiegenden Grundmasse aus zumeist parallel (trachytisch) angeordneten, wenig schief bis gerade auslöschenden, meistens bilamellierten Feldspäpchen und spärlicher ehemaliger Basis diopsidischer Augit und Olivin, beide meist völlig umgewandelt und bis ein paar Millimeter groß werdend, eingesprengt. Gelegentlich stellen sich auch recht bescheiden große Feldspäte als Einsprenglinge ein. — Strukturell können die Gesteine durch Größenzunahme der Feldspäte und Verkeilung derselben mit Augit, in Deckentholeyite übergehen, andererseits durch Herausbildung einer Divergentstruktur und Zunahme der Basis, melaphyrischen Gesteinen ähnlich werden.

Besonders erwähnenswert ist das Porphyritgestein von Mörsfeld wegen seiner massigen, Steinbruchbetrieb begünstigenden Ausbildung und der Durchschwärmung mit sauren Nachschüben in Form schmaler Adern (a. a. O. S. 177).

Eine möglichst frische Gesteinsprobe des Mörsfelder Porphyrits, die hart an der bayerisch-hessischen Grenze geschlagen wurde,¹⁾ unterzog Assessor Dr. HANS NIKLAS einer chemischen Analyse, die folgendes ergab:

Kieselsäure	50,22
Tonerde	20,18
Eisenoxyd	10,46
Magnesia	2,87
Kalk	2,25
Natron	7,21
Kali	2,73
Wasser	1,40
Kohlensäure	4,03

101,35

Die Analysenergebnisse lassen sich auf einen Augitkeratophyr beziehen, dessen Kieselsäuregehalt ziemlich geringer (vielleicht keine primäre Eigenschaft) als der Durchschnittsgehalt der Pfälzer Augitkeratophyre, der Kuselite, ist (59,85 %).²⁾ Kalk und Magnesia sind in normalen Mengen vorhanden; die Menge der Alkalien (9,94 %) übertrifft ziemlich die des Kuselits von der Herrenburg bei Oberstausenbach (9,04—9,22 %).³⁾ und sogar die des effusiven Porphyrits vom Falkensteiner Tal mit 9,85 %.⁴⁾ der in den Pfälzer Gesteinen bisher als das alkalireichste Gestein galt (vgl. unten). Mit dem letztgenannten Gestein hat der Mörsfelder Porphyrit die Art des geologischen Auftretens gemein. Es gewinnt durch die Analyse die schon längere Zeit gehegte Vermutung an Wahrscheinlichkeit, daß der effusive Porphyrit von Hochstein und der von Mörsfeld keratophyrische Gesteine seien, die ihre nächsten Verwandten in den Kuseliten besitzen.

Der Porphyriterguß von Hochstein über Falkenstein bis Kirchheimbolanden

wird gebildet von grauen, grünlich-grauen, seltener ins Violette oder Schwärzliche hinüberspielenden Gesteinen von dichtem oder feinkörnigem Gefüge, häufig mit einem durch die Parallelanordnung der Feldspatmikrolithen bedingten Seidenglanz, gelegentlich auch mit Fettglanz. Die hier anscheinend selteneren Blasen können wie im Gestein von Tivoli Riesengröße erreichen. — Nachstehende Analyse gibt einen Einblick in die chemische Zusammensetzung dieses Gesteinstypus':

Kieselsäure	60,22	Kalk	3,19
Titansäure	Spur	Natron	5,53
Tonerde	16,96	Kali	4,32
Eisenoxyd	6,34	Wasser	1,53
Eisenoxydul	0,80	Schwefelsäure . .	0,07
Magnesia	1,05	Phosphorsäure . .	0,44

100,45

Porphyrit aus dem Falkensteiner Tal, 750 m in der Luftlinie nördlich des Wambacher Hofes, an der westlichen Straßenböschung (A. LEPLA loc. cit. S. 139. Analys.: K. KLÜSS). (s = 2,66.)

¹⁾ Die aus den Brüchen bei Mörsfeld gesammelten Proben erwiesen sich wegen der ziemlich reichlichen Durchtränkung mit aplitischem Material zur chemischen Analyse nicht geeignet.

²⁾ Der Kieselsäuregehalt der Kuselite kann jedoch (Erl. z. Bl. Kusel S. 29) bis auf 53 % herabgehen.

³⁾ MTH. SCHUSTER und A. SCHWAGER, Die Kuselite. Geogn. Jahresh. 1910. XXIII. S. 54.

⁴⁾ MTH. SCHUSTER loc. cit. 1911. S. 181.

Der hohe Alkaliengehalt von fast 10⁰%, wobei das Natron vorherrscht, erinnert sehr an die chemische Zusammensetzung der augitkeratophyrischen Kuselite, deren Effusivform dieser Gesteinstypus vielleicht darstellen mag (MTH. SCHUSTER S. 181).

Im mikroskopischen Bild ähnelt der Porphyrit ganz den bisher kurz beschriebenen: Spärliche Einsprenglinge von meist ungestreiften Feldspäten; rhombischer und monokliner Augit und Olivin sind eingesprengt in einer weit vorwaltenden trachytisch-fluidalen Grundmasse aus meist gerade auslöschenden Feldspätchen, darüber verteilten Körnchen und Prismen ehemaligen, nunmehr chloritisierten Augits nebst Erzkörnchen; gelegentlich schiebt sich eine glasige Substanz, manchmal auch Quarz, zwischen die Feldspätchen ein.

Die Porphyritgesteine vom „Wingertsköpfchen“ am Gänswald und von „der Wart“, beide bei Kirchheimbolanden, entsprechen wohl der Lagerung nach dem Falkenstein-Hochsteiner Porphyritzug, neigen jedoch in ihrer Struktur sehr den Porphyriten der Unternahe zu. Sie führen Einsprenglinge von kleinen, gedrungenen, orthoklasähnlichen Feldspäten, von Olivin, rhombischem umgewandeltem Pyroxen, sowie von Biotit in einer fluidal-feldspätigen Grundmasse.

Die Lavagesteine der Nahetal-Mulde im Norden des Pfälzer Sattels.

Einsprenglingsreicher, andesitischer Biotit-Augit- bis Olivinporphyrit und Hornblendeporphyrit, mit meist pilotaxitischer Struktur (Mpb).

Als Fortsetzung des mächtigen Lavagebietes der Nahemulde, das auf Blatt Kusel in fast seiner ganzen Ausdehnung wiedergegeben ist, entwickelt sich im nördlichen Gebiet unseres Blattbereiches, um Talböckelheim, zu beiden Seiten der unteren Nahe das Grenzlager als ein ansehnlicher Lavaerguß.¹⁾

Im Äußeren ähneln die Gesteine hieraus oft sehr den bisher besprochenen Porphyriten. Ihre Farbe geht vom bläulich- bis violettgrauen ins grünlichgraue oder vom rötlichen zum dunkelrotbraunen. Sie sind entweder feinkörnig mit oft feinsidenglänzender Oberfläche, oder tonstein- oder hornsteinartig dicht und im letzteren Falle gern etwas pechglänzend.

Im Gegensatz zu den einsprenglingsarmen Augit-Olivinporphyriten der Donnersberg-Mulde treten an unseren Gesteinen schon makroskopisch, gelegentlich massenhaft die bis 1/2 cm Größe erreichenden Feldspäte, die grünlich schillernden, in Bastit umgewandelten rhombischen Pyroxene, weniger, gewöhnlich vererzt, Biotit und Olivin hervor. Durch ziemlich zahlreiche und große, frische Hornblende-einsprenglinge zeichnet sich das Gestein des Grenzlagers südlich von Bockenau aus, das auch im Äußeren von den Unternaheporphyriten etwas abweicht und weiter unten für sich besprochen werden wird. — Mandelausbildung ist besonders in letztgenannten Gesteinen recht häufig.

Die Gesteine des Grenzlagers unmittelbar zu beiden Seiten der unteren Nahe (Waldböckelheimer Schloßberg, Gangelsberg, Rehkopf, Cafels) weisen zum Unterschied von den Porphyriten der Donnersberg-Mulde eine pilotaxitische bis hyalopilitische Struktur der Grundmasse auf, die häufig lebhaft an die Weiselbergite des Nahetalgrenzlagers auf Blatt Kusel erinnert. In dieser Grundmasse sind teils einzeln, teils in Gruppen die selten frischen Feldspäte vom Albit- bis Oligoklas-Charakter, vielleicht auch monokline Feldspäte, eingesprengt, des weiteren, gewöhnlich vererzt, diopsidähnliche Augitkörner, serpentinierte rhombische Pyroxene und schließlich

¹⁾ Nur mehr zu einem kleinen Teil auf bayerischen Boden fallend.

meist vererzte Biotitblättchen oder Olivinkristalle von 1—2 mm Größe.¹⁾ Hierzu kommen noch ziemlich ansehnliche, gedrungene Apatitprismen. Nach der Beteiligung von Biotit oder von Olivin an der Gesteinszusammensetzung konnten an dem Untersuchungsmaterial zwei Gruppen unterschieden werden, ein Biotitporphyrittypus, der anscheinend der Liegendzone des Grenzlagers angehört und ein Olivinporphyrittypus, welcher in der Hangendregion aufzutreten scheint. Es bedarf jedoch diese petrographische Zweiteilung des Grenzlagers noch der Bestätigung durch die Aufnahmsarbeiten der K. preuß. Geol. Landesanstalt. $s = 2,62$.

Vom Grenzlager um Talböckelheim bestimmte H. LASPEYRES (loc. cit. 1869) an mehreren Punkten den Kieselsäuregehalt (Rehkopf: 65,09%²⁾ — Bahnhof Böckelheim 64,49% — Felsen am Westfuß des Gangelsberges, gegenüber dem Orte Boos 62,09% — rechtes Gehänge der Nahe unterhalb des Birkenhofes 62,80%.

Nordwestlich von dem Grenzlager um Talböckelheim erscheint südlich von Bockenau das Grenzlager wieder als Porphyrit, jedoch zum Unterschied von den übrigen Lava-Gesteinen an der unteren Nahe als

Hornblendeporphyrith.

Die Erkennung dieses Gesteins als Hornblendeporphyrith ermöglichten dem Verfasser Gesteinsproben, die in allerletzter Zeit Herr Dr. O. M. REIS in dem großen Steinbruch südlich von Bockenau sammelte. Im Gegensatz zu den früher zur Untersuchung vorgelegenen Gesteinsproben, die eine Unterscheidung der vererzten, dunklen Einsprenglinge auch unter dem Mikroskop nicht mehr gestatteten, können die Hornblendeinsprenglinge in dem frischen Gestein aus dem genannten Bruch eine Größe bis zu $\frac{3}{4}$ cm erreichen; an der typischen Spaltbarkeit sind die frischen Kristalle mit bloßem Auge leicht erkennbar.³⁾

Das rötlich- und grünlichgrau gesprenkelte bis rötlichgraue, im ganzen lichtfarbige Gestein enthält in den Proben aus dem tiefen Innern des Bruches zahlreiche bis 5 mm große, eingesprengte Feldspäte und nicht gerade spärliche, glänzend schwarze Hornblendeinsprenglinge. Fahlgrünliche, augenscheinlich chloritisierte Prismen lassen sich makroskopisch sowohl als ehemalige Hornblende, wie als Bronzit deuten.⁴⁾

Im mikroskopischen Bild bemerkt man eine vorwaltende, grob pilotaxitische bis fluidale, stellenweise mit Quarz infiltrierte Grundmasse; darin breit- oder nicht lamellierte, gedrungene Feldspäteinsprenglinge mit getrübbten und fleckigen Interferenzfarben, dann die Hornblende in ihren sechseckigen Querschnitten oder in prismatischen Formen, in allen Fällen teils in Vererzung

¹⁾ Die gelegentliche Beteiligung von Hornblendeinsprenglingen am Mineralbestand ist — wie ihr Auftreten im Grenzlagergestein von Bockenau dartut — jedoch nicht ausgeschlossen. Sie wurde jedoch in den meist schon weit umgewandelten Gesteinen nicht beobachtet, bzw. konnte im vererzten Zustand von den übrigen dunklen Einsprenglingen nicht unterschieden werden. — Angaben über Hornblendeführung der Grenzlagereporphyrite der Unternahe finden sich bei: A. STRENG, Bemerkungen über die kristallinen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. N. Jahrb. f. Min. 1872. S. 266 u. 267; beim gleichen Autor: Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete. N. Jahrb. f. Min. 1878. S. 229—237. — H. ROSENBUSCH, Mikr. Phys. d. mass. Gesteine. IV. Aufl. S. 1071.

²⁾ Die Schlicke durchziehen feinste Adern von Pflasterquarz.

³⁾ H. LASPEYRES gibt (l. c. 1869. S. 872) bereits Hornblende als „zahlreiche, dünne bis 1 Linie dicke und 4—5 Linien lange Kristallsäulen von schwarzer, lebhaft glänzender Farbe und vortrefflicher Spaltbarkeit an“.

⁴⁾ In einer Probe fanden sich gelbgrüne Einschlüsse von Epidot mit einem rötlichen Entfärbungssaum.

begriffen oder völlig vererzt. Die frischen Kerne charakterisieren sich durch grüne Farbe (pleoch.: $\parallel c$ braungrün, $\parallel a$ gelbgrün) und die Spaltbarkeit. Gegen die Erzhülle auftretende hellbraune Verfärbungsstellen¹⁾ bezeichnen die fortschreitende Vererzung. — Außer der Hornblende treten noch serpentinierte oder chloritisierte kleinere Prismen als Einsprenglinge auf, die wohl ehemals Bronzitkristalle waren. Sie sind älter als die Hornblende, welche sie als Einschlüsse führt. — Andere dunkle Silikate, Diopsid, Biotit oder Olivin, wurden in den untersuchten Proben nicht gefunden; ihr Vorkommen sei jedoch nicht in Abrede gestellt. $s = 2,56$.

Vom Bockenauer Gestein liegt in der Literatur folgende Analyse vor:

Kieselsäure . . .	61,450
Tonerde	17,457
Eisenoxydul . . .	5,761
Manganoxydul . .	Spur
Kalk	4,234
Magnesia	2,739
Kali	2,890
Natron	4,000
Lithion	Spur
Luftfeuchtigkeit .	1,568
Wasser	1,043
	101,142

Zusammensetzung des Hornblendeporphyrits aus dem Grenzlager bei Bockenau

(H. LASPEYRES loc. cit. 1869. S. 871).

Durch die erst in letzter Zeit gemachte, sichere makroskopische und mikroskopische Auffindung von Hornblende im Nahetalgrenzlager, die leider in der Legende zu Blatt Donnersberg nicht mehr zum Ausdruck gebracht werden konnte, entfallen wenigstens für das Bockenauer Grenzlagergestein die von MTH. SCHUSTER (loc. cit. 1911. S. 184) gemachten zweifelnden Bemerkungen über angebliche Hornblendeführung der Grenzlagerporphyrite.

Tholeytische Deckendiabase

treten im Grenzlager gegenüber dem Porphyrit sehr zurück. Am Nordflügel der Nahemulde, am linken Blattrand zuhächst, streicht im Kreuznacher Stadtwald das schon von H. LASPEYRES petrographisch richtig bestimmte Grenzlager als ein tholeytischer Erguß aus; Anzeichen einer tholeytischen Unterlagerung des Porphyrits finden sich noch am Rehkopf, gegenüber davon bei Niederhausen stellte in jüngster Zeit Herr Dr. O. M. REIS eine deutliche Tholeytunterlagerung des Grenzlagerporphyrits fest; am Gangelsberg und beim Ausgang des Talböckelheimer Tals in das Nahetal stehen ebenfalls Gesteine an, die sich in der Struktur etwas Melaphyren nähern und vielleicht auf eine basischere Liegenddecke hinweisen mögen. Westlich von Odernheim ist auf der Karte ein Gesteinszug als „ein in Deckentholeyt übergehender, basaltischer Melaphyr“ (MG) eingetragen, der das östlichste Hauptvorkommen von Tholeyt an der Basis des Grenzlagers der Nahemulde darstellt; die Hauptverbreitung hat dieser Gesteinstypus um Sobernheim und Staudernheim, auf Blatt Kusel, jedoch hart am Rande zu unserem Blatt.

Bei einer gemeinsamen Tour von Herrn Dr. O. M. REIS und dem Verfasser, deren Ergebnisse für die petrographische Diagnose der Gesteine auf Blatt Kusel leider nicht mehr verwertet werden konnten, wurde die tholeytische Unterlage des Grenzlagers von Bärweiler an bis in die Nähe der Lütgersmühle, über den Hühnerhof bis östlich und südlich von Sobernheim verfolgt; von hier aus erstreckt sich

¹⁾ Pleochr.: blutrot $\parallel c$, goldgelb $\parallel a$.

der Tholeyiterguß, anscheinend ohne porphyritische Bedeckung, in die Gegend westlich von Odernheim auf Blatt Donnersberg. Gegenüber den Deckentholeyiten der Donnersberg-Mulde neigen diese Gesteine durch Ausbildung von stättlichen Feldspateinsprenglingen und durch Verfeinerung des ophitischen Plagioklas-Augitgewebes zu melaphyrischer Entwicklung hin.

Metamorphosierte Gesteine.

An mehreren Stellen des Pfälzer Sattels treten, wie Herr Dr. O. M. REIS a. a. O. (Erl. z. Bl. Donnersberg) ausführen wird, mehr oder minder stark metamorphosierte Sedimente auf, die ihre Umwandlung pneumatolytischen und pneumatohydrogenen Prozessen verdanken. Die mikroskopischen Erscheinungen dieser Metamorphose werden im folgenden in Kürze wiedergegeben, eine ausführliche Untersuchung hierüber wird noch in den Geognostischen Jahreshften veröffentlicht werden.

Die mikroskopische Umwandlung der Sedimente am Moschellandsberg, wie am Stahlberg bei Rockenhausen, wie bei Orbis läuft stets auf eine Verkieselung, oft bis zur Unkenntlichkeit des ehemaligen Gesteins hinaus.

Von der „Weißen Halde“ am Landsberg sammelte Herr Dr. O. M. REIS ein unregelmäßig brechendes, zähes Gestein von grüner Farbe, in welchem anscheinend dolomitische Kristalle mit spiegelnden Spaltflächen bis $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser eingelagert sind. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein mit Karbonat reichlich und unregelmäßig durchsetzter Quarzit; die ursprüngliche Gesteinsnatur ist nicht mehr erkennbar.

Das mikroskopische Bild der umgewandelten Sedimente vom „Königsstuhl“ auf dem Stahlberg ist, nach den untersuchten, von dem gleichen Forscher gesammelten Proben zu schließen, ein wechselndes: In einem Fall erkennt man noch deutlich die Sandsteinnatur des veränderten Sedimentes, wobei die Umwandlung sich auf eine Verkieselung des Bindemittels und auf eine Ausbleichung des Glimmers beschränkt.¹⁾ (Das Erz ist meist in Titanit umgewandelt). In einer Probe eines derartigen Sandsteins sind zu beiden Seiten einer quarzitären Gangfüllung massenhaft mikroskopische Erzoktaeder, zum Teil verquarzt, ausgeschieden, gelegentlich durch Zinnober pseudomorph ersetzt und begleitet von Rhomboedern eines eisenreichen Karbonats. Die Erzoktaeder sind vielleicht selbst Pseudomorphosen nach Pyrit.²⁾ — Gewisse Proben vom „Königsstuhl“ sind mehr oder minder reine Quarzite, bestehend aus gröberen bis allerfeinsten, lückenlos ineinander verzapften Quarzkörnchen. In einer derartigen Probe fielen merkwürdig geradlinige, teils vererzte, teils verquarzte Einschlüsse (1—2 mm lang), an einer Stelle auch ein kreisförmiges Erzgebilde mit einem Erzzenrum auf.

Von veränderten Gesteinen des „Königsstuhls“ auf der Höhe des Stahlbergs verfertigte Herr Landesgeologe ADOLF SCHWAGER die nachfolgenden drei Analysen. In ihnen fällt vor allem der hohe Prozentsatz an Tonerde auf, der unter dem Mikroskop nicht deutlich in Erscheinung tritt, was übrigens auch bei vielen reichlich tonig riechenden Tonsteinen der Fall ist.³⁾

	1.	2.	3.
Kieselsäure (Titansäure)	46,87	49,92	64,08
Tonerde	38,82	39,67	25,62
Eisenoxyd	2,79	0,81	0,52
Kalk	0,61	0,35	0,06
Magnesia	0,46	0,14	0,03
Kali	0,91	0,39	0,14
Natron	0,18	0,22	0,02
Wasser	9,26	7,94	5,52
	99,90	99,44	99,99

1., 2. Verändertes Gestein vom Stahlberg bei Rockenhausen.

3. Übergang des Gesteins in ein sandiges Gestein.

¹⁾ Einmal wurde im quarzitären Bindemittel ein 0,15 mm großer, gut begrenzter Turmalin gefunden.

²⁾ Vgl. J. R. BLUM, Nachträge zu den Pseudomorphosen des Mineralreichs. Stuttgart 1847. S. 123.

³⁾ Bezüglich der „Horntonsteine“ vom Moschellandsberg und Stahlberg vgl. die Ausführungen von Dr. O. M. REIS, Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. 1904. S. 207.

Von dem Hornsteingang am Katzenbachertal, am Südosthang des Stahlbergs, wurde gleichfalls eine Probe mikroskopisch untersucht. Sie erwies sich mikroskopisch als eine Brekzie von eckigen Fragmenten ehemaligen, nunmehr fein verquarzten Schiefers¹⁾ in einem feinkörnigen, quarzigen Bindemittel.

Die umgewandelten Gesteine von Orbis stellen, nach mehreren Proben zu schließen, unterm Mikroskop Quarzite dar, aus winzigen und größeren (bis 0,05 mm) Quarzkörnchen zusammengesetzt. Gelegentlich ist noch farbloser Glimmer beige-mengt. Mehrere Proben führen verstreute Körnchen von Titanit, wohl aus Titan-eisenerz entstanden, welcher sich besonders in dem Gestein aus dem Bruch oberhalb des Lämmerweide-Waldes zu rundlichen, meist lockeren und mit Quarz durchsetzten Butzen anreichert.

Ein verkieselter Schiefer von Orbis ist mikroskopisch dadurch merkwürdig, daß in einem dunklen, kohligen Untergrund auffällig häufig kleinste dreieckige, stäbchenförmige oder konkav eingedrückte Gebilde liegen, die, teilweise recht wirt gelagert, in feinsten Aggregatquarz umgewandelt sind. Herr Dr. O. M. REIS machte Verfasser auf die äußere Ähnlichkeit dieser Gebilde mit solchen im Tuffporphyroid vom Steimel bei Schameder aufmerksam, wie ihn H. ROSENBUSCH in den Elem. d. Gesteinslehre. 1910. S. 336 abbildet. Die Ähnlichkeit ist in der Tat ziemlich groß; Herr Dr. O. M. REIS hält die fraglichen Gebilde in unserem Falle jedoch für organische Reste.

¹⁾ Die zusammengehörigen Stücke sind noch erkennbar.

Tabelle der spez. Gewichte und des Kieselsäuregehaltes der Eruptivgesteine.

Gesteinsbezeichnung	Spezifisches Gewicht	Kieselsäuregehalt %	Geologisches Auftreten	Bemerkungen
I. Basische Gesteine.				
a) Tholeyitischer Gabbrodiabas (Palatinit)	2,73	52—55	Intrusiv	
b) Tholeyitischer, ophitischer Diabas (Tholeyit)	2,79	50—55	Intrusiv und effusiv	
	— 2,75			
c) Basaltischer, glasreicher Melaphyr (Navit)	2,75	45—55	Intrusiv und effusiv	Meist Salbandausbildung intr. Th.
	— 2,66			
d) Basaltischer Olivinporphyrit	2,74	?	Intrusiv	Entwicklungsformen v. intr. Th.
	— 2,85			
II. Intermediäre Gesteine.				
a) Einsprenglingsarmer Augit-Olivin-Porphyr mit trachytisch-fluidaler Struktur	2,66	ca. 60	Effusiv	
b) Einsprenglingsreicher Biotit-Augit- bis Olivinporphyrit und Hornblendeporphyr mit pilotaxitischer Struktur	2,63	61—65	Effusiv	
c) Andesitische Porphyrite:				
α) Weiselbergit vom „Wolfsgalgen“ (pilotaxitisch)	2,66	?	Intrusivgang	
β) Bronzit-Porphyr vom „Steinhübel“ (trachytisch) unfrisch	2,38	?	Intrusivlager	
γ) Bronzit-Biotit-Porphyr vom Welschberg	2,64	?	„	
d) Kuselitartiger Augitporphyrit bis Bronzitporphyrit	2,65	55	„	
e) Quarzbiotitporphyrit vom Lemberg und Bauwald	2,61	59—66	„	
f) Plagioklasaplite	?	58—65	Gangförmig	Nur in Tholeyiten aufsetzend
g) Orthophyr (zum Lembergporphyrit)	2,53	ca. 66	Intrusiv	
III. Saure Gesteine.				
a) Orthoklasaplite	2,50	71—73	Gangförmig	Nur in Tholeyiten aufsetzend
b) Vitrophyrit (zum Lembergporphyrit)	2,62	ca. 72	Intrusiv	
c) Quarzporphyr	2,55	70—72	„	Stockförmig
d) Felsitporphyr	2,57	76—81(?)	„	„

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Die intrusiven Eruptivgesteine	236—255
Basische Gesteine	237—249
Tholeyitischer Gabbrodiabas (Palatinit) (Md)	237—239
Tholeyitische, ophitische Diabase (Tholeyite) (Mð)	239—241
Anhang	241—243
Basaltischer (glasreicher) Melaphyr (Mb)	243
Kuselitartiger Augitporphyrit bis Bronzitporphyrit (Mc)	243—245
Andesitischer Porphyrit (Mp)	245—246
Anhang: Verändertes Eruptivgestein am Moschellandsberg	246—248
Quarzbiotitporphyrit (Pt)	248—249
Saure Gesteine	249—255
Felsitporphyr (Pf)	250—251
Quarzporphyr (P)	251—253
Aplitische Ganggesteine	253—255
Anhang: Kontaktmetamorphosierte Sedimente	255
Die effusiven Eruptivgesteine	255—263
Die Lavagesteine der Donnersberg-Mulde im Südosten und Osten des Pfälzer Sattels	255—260
Basaltischer (glasreicher) Melaphyr (Navit) (MG)	256
Deckendiabas mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyit) (Md)	256—258
Einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit mit meist trachyt.-fluidal. Struktur (Mp)	258—260
Die porphyritischen Gesteine des Grenzlagere	258—259
Der Porphyriterguß von Hochstein über Falkenstein bis Kirchheimbolanden	259—260
Die Lavagesteine der Nahemulde im Norden des Pfälzer Sattels	260—263
Einsprenglingsreicher, andesitischer Biotit-, Augit- bis Olivinporphyrit und Hornblendeporphyrit mit meist pilotaxitischer Struktur (Mpb)	260—262
Tholeyitische Deckendiabase	262—263
Metamorphosierte Gesteine	263—264
Tabelle der spez. Gewichte und des Kieselsäuregehaltes der Eruptivgesteine	265



Berichte über den Stand der Aufnahmen in Unterfranken und Oberbayern mit vorläufigen Mitteilungen.

(Mit einer Übersichtstafel über die Blätter Oberbayerns.)

Für das Jahr 1913, in welchem mit der Drucklegung und Veröffentlichung der ersten Karten des Königreichs in 1:25 000 begonnen wird, war für die Leitung der Landesuntersuchung insbesondere allen jenen Gesichtspunkten Rechnung zu tragen, welche auf den ungestörten Weitergang der Aufnahme und Veröffentlichung 1. hinsichtlich der anzuwendenden Kartengrundlagen je nach dem Fortschritt der im Gang befindlichen topographischen Landesaufnahme, 2. hinsichtlich des Vorrates an geologisch aufgenommenen Blättern und 3. hinsichtlich der Ausarbeitung der Erläuterungen und ihrer Beigaben Bezug haben. Was den ersten Punkt betrifft, so ist der Aufnahmefortgang in Oberbayern völlig gesichert und in Unterfranken darf auch damit gerechnet werden, von 1917 ab eine genügende Zahl von topographischen Karten zur Verfügung zu haben. Es durfte dabei nicht aus dem Auge gelassen werden, auch für die Veröffentlichung in 1:100 000 in absehbarer Zeit abgerundete Gebiete zur Bearbeitung zusammen zu fassen, wozu für Oberbayern Blatt Mühldorf (vgl. Beilage) gewählt ist. Was die Feldaufnahmen und Erläuterungen betrifft, so war besonders das Maß der agrochemischen, agrophysikalischen und petrographischen Beiuntersuchungen festzustellen; es richtete sich das zum großen Teil nach den vorhandenen Räumlichkeiten, dem vorhandenen oder zu beschaffenden Apparat und dem zur Verfügung stehenden Personal. Was das letztere betrifft, so bedarf die Anstalt, um die Aufgaben nach den Richtlinien durchzuführen, welche mit spezieller Berücksichtigung bayerischer Verhältnisse eine am 26. Juni 1911 vom Kgl. Staatsministerium des Königlichen Hauses und des Äußern einberufene Konferenz aller interessierter bayerischer Vertreter der Wissenschaft und Praxis festgelegt hat, nach dem Umfang des Aufnahmegebietes noch eines Agrochemikers, eines wirtschaftlichen Mitarbeiters und einer Hilfsperson für präparatorische Bearbeiten.

An umfangreicheren Begehungen im Feld sind zu nennen solche mit Dr. MATH. SCHUSTER und Dr. H. KRAUSS für die Begutachtung eines projektierten Staubeckens im oberen Ammergebiet bei Altenau, mit Dr. H. KRAUSS im Gebiet der Blätter Kissingen und Ebenhausen zu Einsammlungen und Revisionen über den Stand der Steinbrüche daselbst, mit Dr. H. KRAUSS im Gebiete des Rotliegenden und Buntsandsteins des Blattes Donnersberg zur Untersuchung eines Tonlagers bei Sembach und zu Revisionen bezüglich des Stands der Steinbrüche für die Erläuterungen, mit Berg- und Salinenpraktikanten R. v. HORSTIG in der Umgebung von Albersweiler. Auch war es dem Vorstand vergönnt, in mehrtägigen Exkursionen in die Umgegend von München Herrn Geheimrat Prof. Dr. LEPSIUS von Darmstadt, dem Vorstand der Großherzogl. Hessischen Landesuntersuchung und Verfasser der „Geologie von Deutschland“ eine Anzahl der wichtigeren Aufschlüsse im oberbayerischen Diluvium zeigen zu können. Endlich ist die Teilnahme an den Sitzungen und Exkursionen des oberrheinischen geologischen Vereins, Tagung in Frankfurt, anzuführen.

Diesem Jahresbericht ist eine Übersichtstafel über die Aufnahmen in Oberbayern beigegeben, sie kann nach den zukünftigen Berichten, ebenso wie die vorjährige Übersichtstafel über die Aufnahmen in Unterfranken (Geogn. Jahresh. 1912) auf dem Laufenden gehalten werden.

Der heurige Jahresbericht ist außerdem durch die Anführung der praktischen Arbeiten und der wichtigeren Erledigungen im chemischen Laboratorium erweitert.¹⁾

¹⁾ Es ist durch besondere Umstände veranlaßt, daß sich mehrere der folgenden Berichte etwas ausführlicher über bodenkundliche Untersuchungen vernehmen lassen.

Bericht des Kgl. Landesgeologen Dr. F. W. Pfaff. An die vorjährige Aufnahme des Blattes Hendingen (14) schloß sich 1913 die des südlich davon gelegenen Blattes Saal a. S. (27) an. Orographisch wird es durch die Saale und ihre Zuflüsse in mehrere sozusagen selbständige kleinere Gebiete zerlegt, von denen jedes für sich ein „kleines Gebirge“ darstellt.

Eine fast ausschließlich auf tektonische Vorgänge zurückzuführende Höhe zeigt sich in dem kleinen Höhenzug zwischen Saal und Großebstadt. Nach der Größe des Areals, welches die Formationsabteilungen bedecken, nimmt die Lettenkohle den ersten Platz ein, während Muschelkalk und Unterer Gipskeuper an zweiter und dritter Stelle kommen. Die übrigen Abteilungen, wie Oberer Keuper, Hauptbuntsandstein und Röt, spielen dagegen eine nur untergeordnete Rolle.

Das Gelände zerfällt nach dem Aufbau in zwei Teile, in einen, der normale oder fast normale Lagerung zeigt, und in einen, der durch tektonische Vorgänge zerrissen ist und die mannigfachsten Störungen erlitten hat. Durch den letzteren Teil wird das ganze Blatt zerschnitten, indem eine verhältnismäßig breite Verwerfungszone in NW.—SO.-Richtung das Blatt quer durchsetzt und den normal gelagerten SW.-Teil von den gleichfalls normal gelagerten NO.-Teil scharf trennt.

Bemerkt muß jedoch hier werden, daß sich mit Ausnahme des Bergrückens des Galgen- und Kreuzberges, die tektonischen Vorgänge bei der orographischen Ausbildung des Geländes nur in sehr schwachem Maße bemerkbar machen und daß es hauptsächlich reine Erosionsvorgänge sind, die dem ganzen Gebiete seine orographische Ausbildung gegeben haben.

Die Formationsabteilungen, welche sich am Aufbau des Geländes beteiligen, sind der Buntsandstein — Hauptbuntsandstein und Röt —, der Muschelkalk, die Lettenkohle, der Untere Gipskeuper und der Mittlere Gipskeuper (Lehrbergsschichten) bis hinauf zum Blasensandstein und schließlich diluviale Gebilde, wie Schotter, Lehm und Löß.

Von diesen Abteilungen sind Buntsandstein, Röt, Wellenkalk und Mittlerer Muschelkalk nur an die Verwerfungszone gebunden.

Der Hauptbuntsandstein ist als fein- bis mittelkörniger, zum Teil hochroter, zum Teil aber auch ausgebleichter kieseliger Sandstein vorhanden — Region der Felszone —, der, wohl infolge seines an die Verwerfungszone gebundenen Auftretens, nicht in größeren Bänken oder Blöcken zu finden ist, sondern sich stets, vermischt mit roten Letten und Tonen, als kleinbrüchiges Material zeigt. Sein Vorkommen beschränkt sich allein auf einen kleinen Streifen, der sich durch das kleine und große Löhlein, SW. Wulfershausen, hinzieht und etwa 800 m lang sein dürfte.

Das Röt erscheint in hochroten Tonen und lagert sich an den Buntsandstein an. Seine Verbreitung ist noch geringer und dürfte nur etwa 200 m lang sein.

An der Berührungsstelle von Lehm verdeckt, doch wahrscheinlich dem Röt anliegend, findet sich hier der Wellenkalk. Seine Lagerung ist nahe dem Röt steil, in einiger Entfernung fast horizontal. Das Vorkommen ist verhältnismäßig groß und wird in einigen Gruben als Schottermaterial wegen seiner Kleinbrüchigkeit gegraben.

Auch der Mittlere Muschelkalk findet sich hier an den Wellenkalk angelagert, doch durch die Verwerfungsvorgänge derart gestört, daß die Streichrichtung der Schichten senkrecht zur Richtung der Verwerfungszone steht. Zwei weitere Vorkommen dieser Formationsabteilung haben, obwohl der Verwerfungszone anliegend, normalere Lagerung und werden vom Oberen Muschelkalk und zwar von den Ereninitenschichten überlagert.

Der Obere Muschelkalk tritt in normaler Ausbildung und Ablagerung in ziemlicher Verbreitung außerhalb des gestörten Gebietes und in schmalen Streifen im gestörten Gebiete selbst auf. Hier läßt er sich stellenweise in nur wenig Meter breiten Streifen im Verbande mit der Lettenkohle oder auch zwischen dieser Formationsabteilung und dem unteren Gipskeuper manchmal fast kilometerweit verfolgen.

Die nächst höhere Formationsabteilung, die Lettenkohle, hat eine große Verbreitung und liefert mit die besten Ackerböden. Die Hauptgesteinsarten, die sie aufbauen, sind Tone, Dolomite und Sandsteine. Zwar finden sich schon im oberen Muschelkalk Tone oder Letten und Dolomite, die an die der Lettenkohle erinnern und auch zur Verwechslung Veranlassung geben könnten, doch ist die Region, in der diese Gesteinsarten ihre Hauptverbreitung haben, die Lettenkohle.

Als Grenzschiebt zwischen Muschelkalk und dieser Abteilung tritt wieder jenes sandig-dolomitische, stellenweise selbst quarzitisches Bänken auf, das Knochen und Zahnfragmente führt und in jedem besseren Aufschluß, der diese Schichten bloßlegt, aufgefunden werden kann.

Darüber folgen gelbe Letten, denen sich dunkle Schiefer zugesellen, die stellenweise in dunkle sandige Schiefer übergehen oder sogar als eine mehr oder weniger mächtige Sandsteinbank entwickelt sein können. In den höheren Lagen treten häufig fast weiße oder auch dunkelblaue Letten auf, zwischen denen ockergelbe, eben brechende Dolomite und ein sehr charakteristisches Gestein, nämlich

ein dünnplattiger, hellgefärbter, schwach sandiger Dolomit lagert, der wegen seiner Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärien, ein Leitgestein für die untere Lettenkohle ist. Über diesen Letten folgen Sandsteine, die bei genügender Mächtigkeit wegen ihrer guten Baueigenschaften fast stets in Brüchen gewonnen werden und einen leicht zu beobachtenden geologischen Horizont liefern.

Über diesem „Werksandstein“ erscheinen den untersten Lagen ähnliche, jedoch mit mancherlei Eigenarten behaftete Letten, Tone, Dolomite und Sandsteinlagen, die sich besonders durch das ständige Auftreten von Kohlenton führenden Lagen auszeichnen. Neben diesen, schon auf größere Entfernung durch ihre dunklen Farben leicht erkennbaren Einlagerungen treten jedoch auch stellenweise fehlende, aber für die obere Lettenkohle charakteristische Schichten auf, die sich durch ihre roten Farben auszeichnen.

Auch die Dolomite haben im Vergleich zu den unteren einen anderen Habitus. Sie sind mehr zellig; poröse geodenähnliche Formen treten auf, an den Wänden von Aufschlüssen zeigen sie ein „netzartiges“ Aussehen, so daß sich auch diese Abteilung unschwer im Felde erkennen läßt.

Während der Werksandstein ein durchgehender, wenn auch in seiner Mächtigkeit stark schwankender Horizont ist, keilen die in der oberen Abteilung auftretenden Sandsteinlagen gewöhnlich rasch aus. Dasselbe gilt von den Dolomiten sowohl der unteren wie oberen Abteilung, sie charakterisieren so richtig die wechselnde Ausbildung dieser Stufe. — Den Abschluß der Lettenkohle bildet der Grenzdolomit, ein zellig poröses Gestein, das häufig nur als dünne Decke, aufgelöst in einzelne Stücke, auf den Feldern zu beobachten ist.

Erwähnenswert erscheint noch das gelegentliche Vorkommen von Roteisenerzstückchen in den Schichten der Lettenkohle, dem sich, so nahe Aubstadt und im tiefen Graben am Oehnberg, eine schwache Lage von mulmartigem Eisenoxyd, eingelagert in den Dolomiten der oberen Lettenkohle, jedoch ohne technische Verwendbarkeit, zugesellt.

Mit Eintritt in den unteren Gipskeuper ändert sich das geologische Bild. Die Dolomite verschwinden, mit Ausnahme des Grunddolomites, in dem man eine Wiederholung des Grenzdolomites erblicken kann; es treten dafür verschieden gefärbte Tone auf. Die Färbung ändert sich zwar in horizontaler Erstreckung nicht unbedeutend, doch finden sich in einigen Lagen so charakteristische Färbungen und Einlagerungen, daß es dadurch möglich wird, diese Abteilung in mehrere Unterabteilungen zu gliedern. So tritt etwa 30 m über dem Grenzdolomit eine fast nirgends fehlende Hellfärbung auf und in ihrem Bereich die bekannte Bleiglanzbank. Etwa 35 m höher folgt dann die hier quarzitische und die *Corbula* in großer Menge führende Corbulabank. Über den verschiedenst gefärbten Lettenlagen tritt eine dunkelgefärbte schieferige Lage auf, welche die obere Grenze des mittleren Gipsmergels bildet und als obere Estherienschiefer bezeichnet wird. Über ihr folgen wieder meist rote, Gips in Knollen und Drusen führende Schiefer, die oberen Gipsmergel oder -Schiefer, die überlagert werden von dem Schilfsandstein.

Über dem Schilfsandstein folgen die Berggips- oder Lehrbergschichten mit den *Turritella Theodorii*-Kalken. Über diesen setzen sich noch weiter hochrote Schiefer in einer Mächtigkeit von etwa 30—40 m fort, welche von Sandbänken und nochmals von roten Schiefen überlagert werden. Diese 30—40 m betragende Schieferablagerung gehört jedoch nur in ihrem unteren Teile den Lehrbergschichten an, während der obere Teil bereits zu den Blasensandsteinen gerechnet werden muß. Ein kleines, etwa 10 cm starkes Sandsteinbänkchen, ungefähr 20—25 m über der erwähnten Kalkbank, muß, wie vermittelnde Begehungen in den Haßbergen gezeigt haben, als unterste Blasensandsteinbank aufgefaßt werden; hierüber näheres in den Erläuterungen z. Bl. Saal.

Bericht des Kgl. Geologen Dr. Mth. Schuster. Nachdem im Frühjahr 1913 die nähere Umgebung des Sodenberger Basaltvorkommens bei Hammelburg geologisch aufgenommen worden war, wurde der Berg- und Salinenpraktikant PAUL ERTL zum Zwecke geologischer Aufnahmetätigkeit in das Vorrie bei Amerdingen und Bissingen eingeführt. Im Sommer und im Herbst wurde die schon in Angriff genommene Kartierung von Blatt Gräfendorf (64) vollendet. Das Gebiet des Blattes, welches letzteres sich unmittelbar an Blatt Hammelburg-N. nach Westen zu anschließt, wird vorzugsweise von Schichtgebilden des Hauptbuntsandsteins und des oberen Buntsandsteins (Röts) eingenommen. Im Südosteck des Blattes baut sich auf dem Buntsandsteinsockel des Sodenberges noch der Muschelkalk auf. — Der Südostteil des Blattgebietes wird von dem gewundenen Lauf der fränkischen Saale durchzogen, in die bei Gräfendorf die von Norden her kommende Schondra mündet. Die Richtung des Schondralaufes nach Süden zu fortgesetzt, ergibt eine Linie, welche einen westwärts gelegenen, mit tiefen Tälern durchzogenen Komplex von Hauptbuntsandstein von den sanften, ostwärts aus-

gebreiteten Höhen des Röts trennt. Das Einfallen der Schichten ist ein merklich südöstliches (ca. 2°/o), so daß die Grenze zwischen unterem und mittlerem Muschelkalk am Sodenberg, im Südosteck des Blattes, in einer Höhe (400 m) liegt, die im Nordwesteck von der Felszone des Hauptbuntsandsteins eingenommen wird.

Im Hauptbuntsandsteingebiet wurden unterschieden der eigentliche Hauptbuntsandstein, der die steilen tieferen Hänge der Berge bildet, die Zone des zum Teil quarzitisches gebundenen Felssandsteins (oberer Hauptbuntsandstein), der, etwa 30 m mächtig, die Höhen bekrönt und zum Teil plateauförmig auftritt. Der Felssandstein neigt zu Bildung von mitunter Felsenmeere darstellendem Blockschutt mit tief in das Tal herabwandernden, kubikmetergroßen Felsblöcken. — Der obere Buntsandstein oder das Röt wird eingeleitet von dem sogen. Chirotherienletten, der nordwestlich von Gräfendorf dem Felssandsteinplateau auflagert und durch seine rasch wechselnde Mächtigkeit (2 m bis 0,5 m) bemerkenswert ist. Ihm lagert der Plattensandstein (ca. 40 m) auf, auf welchen die Rötletten (ca. 40 m) folgen. Die wichtigste Einlagerung in diesen ist der fränkische Chirotherienquarzit (3 m), der, wie auf Blatt Hammelburg-Nord, die widerstandsfähige, plateauförmige Bekrönung der Röthügel bildet.

Der Muschelkalk ist vom Wellenkalk bis zum oberen Hauptmuschelkalk nur am Sodenberg vertreten. Der untere Muschelkalk oder Wellenkalk bot in seinen Encriniten-, Terebratel- und Schaumkalkbänken Gelegenheit zur bekannten Gliederung; während der mittlere Muschelkalk fast nur aus Steinmergeln besteht, konnten im Hauptmuschelkalk zwei Encrinitenbänke an der Basis ausgeschieden werden.

Außer diesen triasischen Schichtgebilden sind einige Basaltvorkommen zu erwähnen: Der in starkem Abbau befindliche, burggekrönte, leider dem Untergang geweihte Basaltstock des Sodenbergs (mit einer mächtigen Hauptmuschelkalkscholle als Einschluß), dann ein kleiner Durchbruch südlich von Waizenbach, zwei Vorkommen (darunter ein die Rötsschichten senkrecht zum Streichen durchsetzender Gang) südlich von Wartmannsroth; ein schön aufgeschlossener schmaler Intrusivgang, fast 400 m lang, unmittelbar westlich von diesem Ort und der Basalt des Steinküppels südwestlich von Völkersleier.

Diluviale Gebilde sind Lößlehm, der sich vorwiegend auf die flachen Hänge des Röts beschränkt, und die Schotter- und Lehmanisierungen im Bereich der diluvialen Saale und der Schondra. Außer den Talgründen wurden an jüngeren Bildungen die deltaartigen Schuttanhäufungen am Ausgang der Nebentäler, Gehängeschutt und Bergschlipfe (Felszone südlich von Gräfendorf, Nordhang des Sodenbergs) kartiert.

Von Störungen im Gebirgsbau ist die im Kartenbild auffälligste, wenn auch nicht bedeutendste der Gräfendorfer Sprung, der, durch Gräfendorf hindurch ziehend, in etwa nördlicher Richtung, vom Südrand des Blattes, ununterbrochen bis fast zu dessen Nordrand (Völkersleier) sich erstreckt, dort mit einer zweiten von Süden (Dittlofsroda) her kommenden Störung sich kombiniert und mit dieser eine langgestreckte, 20 m tief abgesunkene, bis 1 km breite Scholle von Chirotherienquarzit einschließt (Dittlofsroder Grabenbruch). Im übrigen macht sich der Gräfendorfer Sprung durch Verschiebungen im Ausstreichen von Plattensandstein und Felszonen sandstein bemerkbar. Der Sprung wurde 1 km weit ins südliche Blatt Gemünden hinein verfolgt und dürfte dort sich noch weiter fortsetzen. Seine bisher kartierte Länge beträgt über 10 km.

Bedeutender, jedoch weniger sicher verfolgbare, ist ein Scholleneinbruch von Felssandstein im Schondratal, NW. von Gräfendorf, mit einer Sprunghöhe von 80 m. In seiner Nähe ist das Gebirge durch weitere Sprünge gestört, die Anlaß zum Austritt des Leuchtelsbrunnens, Hengst- und Gegelsbacherbrunnens bilden.

Am Westfuß des Sodenbergs ist eine unbedeutende Verwerfungskluft im Plattensandstein zum Teil mit Schwespat erfüllt. Diese Störung ist Ursache der wohl stärksten Quelle im Blattbereich, der Quelle bei der Klappermühle nächst Weikersgrüben.

Die eingangs genannte Richtung der Schondra teilt das Blattgebiet auch landwirtschaftlich in zwei Bereiche, in den der Waldkultur, westlich von ihr (Bereich des Hauptbuntsandsteins) und in den der Ackerwirtschaft östlich von ihr (Bereich des Röts).

Bericht des Kgl. Geologen Dr. W. Koehne und des Kgl. Assessors Dr. F. Münichsdorfer.

Im Jahre 1913 wurde von W. KOEHNE das Blatt Ampfing (675) ganz, von Blatt Taufkirchen (699) etwa die Hälfte, von Blatt Gars am Inn (698) die Nordostecke bei Jettenbach aufgenommen; ferner wurde die Umgebung von Winhöring bearbeitet und Begehungen der Diluvialaufschlüsse der weiteren Umgebung bis Wasserburg ausgeführt.

Im Zusammenhang damit waren auf Antrag und unter Kostenbeteiligung Seiner Erlaucht des Herrn Grafen zu TOERRING-JETTENBACH in dessen Ökonomiegut Jettenbach und in seinem weit verstreuten Forstrevier Jettenbach eine speziellere Untersuchung durchzuführen. Eine solche fand auch im Ökonomiegut Winhöring und einigen angrenzenden Parzellen des Forstreviers Winhöring bereits statt.

Von F. MÜNCHSDORFER wurde die Aufnahme des Blattes Mühldorf (676) vollendet, von welchem 1912 die Westhälfte ganz, die Osthälfte nur zum kleineren Teil aufgenommen worden war; das östlich anschließende Blatt Neuötting (677) wurde ganz aufgenommen und von Blatt Winhöring (650) noch ein kleiner Teil am Südrand des Blattes.

Geologische Übersicht des Gebietes.

Die Niederterrassen.

Einen großen Teil des Blattes Ampfing zwischen Ampfing, Bahnhof Mühldorf und Bahnhof Kraiburg nimmt die Niederterrasse (Ampfinger Stufe) ein, welche aus Kies (mit Sand) aufgebaut ist; dieser ist an der Oberfläche durch Verwitterung rotbraun geworden und mit lehmig-tonigen Teilchen gemischt und trägt über dieser Verwitterungsschicht als selbständige fluviatile Ablagerung noch eine lehmig-sandige Decke, die häufig $\frac{1}{2}$ bis 1 m Mächtigkeit erreicht.

Auf Blatt Mühldorf nimmt diese „Ampfinger Stufe“ die Nordwestecke ein und begleitet am rechten Innufer den Rand der Hochterrasse, zunächst in einem schmalen Streifen, von Tüßling an bis Altötting aber in einer breiten Fläche. Die Südhälfte der verbreiterten Niederterrasse ist vermoort, eine Folge der zahlreichen Quellen, welche am Fuß der Hochterrasse von Tüßling bis Altötting entspringen und auf eine nahe Oberkante des obermiozänen Flnizes hinweisen.

Diese Ampfinger Stufe greift in das an Blatt Ampfing westlich anschließende Blatt Weidenbach über und setzt sich jenseits des Inntales auf Blatt Gars vom Bromberger Holz und Eichet bis in die Gegend von Kirchreit und Herbstham fort. Im Süden schließt sie sich an die mit großen Findlingsblöcken besetzten „Inneren Moränen“ der Linie Wang—Schnaitsee an und erweist sich so als ein Produkt der Schmelzwässer, welche im Maximum der jüngsten oder „Würmeiszeit“ dem Eise entströmten. Diese Schmelzwässer haben in der Gegend von Kirchreit in die eben erst von ihnen aufgeschüttete Niederterrassenfläche ein über 1 km breites Trockental ca. 15 m tief eingeschnitten, in deren Mitte heute nur ein kleines Wasserlein fließt. Das Ostufer dieses alten Tales ist in der Mitte der Straße von Kirchreit nach Stadlern sehr deutlich zu sehen, es läßt sich von hier bis Pfaffenberg und in den Forstdistrikt Eichet verfolgen, verliert sich aber dann in den Feldern von Oberhöchenberg. Durch dies Trockental wird die Ampfinger Stufe in zwei Unterstufen, die Kirchreit-Bromberger und die Herbstham-Pfaffenberger Stufe, zerlegt, welche sich weiter gegen Norden wieder vereinigt haben.

Ein zweiter Schmelzwasserabfluß in unserem Gebiet verläuft von Waltham bei Schnaitsee nach Frauendorf. Neben der Straße von Schnaitsee nach Kienberg bei der Feldmühle (Blatt Emertsham) finden wir hier noch einen Aufschluß in den Jung-Endmoränen. Es liegt hier ein unten etwas geschichteter Moränenschutt, der nach oben in eine richtige Blockpackung mit vielen über $\frac{1}{2}$ m großen Blöcken übergeht. Unweit davon beginnt eine ausgedehnte Niederterrassenfläche mit Kiesuntergrund, in der die Straße von Waltham nach Schrankbaum verläuft. Der Name des Hofes Dirnreit (Bl. Taufkirchen) deutet bereits auf einen im Verhältnis zu den sonstigen Böden der Gegend trockenen Boden mit kiesigem Untergrund hin.

Interessante Aufschlüsse finden sich in der Niederterrasse bei Schrankbaum (Bl. Taufkirchen). Hier überfluteten die Schmelzwässer das Südende der lehmbedeckten Hochterrasse, wuschen den Lehm ab und ebenso den größten Teil des roten mit Sand und Kies gemischten Lehms, welcher an der Oberfläche des älteren Kieslagers durch Verwitterung entstanden war. Nur die zapfenförmigen Einsenkungen, welche diese rotbraune Schicht in dem unterlagernden Hochterrassenkies bildete, blieben erhalten. Wir finden daher in den Kiesgruben oben eine etwa 2 m mächtige, an der Oberfläche bereits verwitterte Kiesschicht, dann eine Schicht, in der ca. $\frac{1}{2}$ —1 m hohe zapfenförmige Partien von verwittertem rotbraunem Lehmkies stecken, und darunter den Hochterrassenkies. Die Schmelzwässer sägten sich gegen Norden alsbald noch tiefer in die Hochterrasse ein, durchflossen den Gräfl. zu TOERRING'schen Forstdistrikt Breitreiterforst und dann das breite Tal bei Taufkirchen bis Frauendorf (Bl. Ampfing), wo man hoch über den jüngeren Terrassen noch den alten Talboden findet.

Bei Altötting erhebt sich 7—8 m über der Ampfinger Stufe eine Niederterrasse, welche aus dem Alztal heraustritt (Altöttinger Stufe) und welche auf Bl. Neuötting ein Gefälle von Osten nach Westen hat, also dem der Ampfinger Stufe entgegengesetzt. Sie trägt nur im Westen eine

stärkere Verwitterungsdecke; mit der Annäherung an die Alz aber ist die lehmige Decke selten über 3 dm mächtig und daher wird die Stufe im Osten fast nur forstwirtschaftlich genutzt (Öttinger Forst).

Die Innterrassen.

Während der auf den Absatz der Niederterrassenschotter folgenden Zeit, in welcher das Eis aus der Gegend von Schnaitsee immer mehr zurückschmolz und sich schliesslich die heutigen Verhältnisse herausbildeten, schnitt der Inn sein Bett immer tiefer und tiefer ein und ließ zahllose alte Uferländer zurück, welche Terrassen-Stufen verschiedener Höhe trennen.

Bei diesem Einschneiden wurden jedesmal durch Umlagerung der obersten Schichten des Niederterrassenschotter jüngere Kieslagen erzeugt. Ferner wurde, da der Fluß, wenn er sich etwas tiefer eingeschnitten hatte, die höher gelegenen angrenzenden Flächen bei Hochwasser noch überstaute, Sand und lehmige und tonige Teile in verschiedenen Mischungsverhältnissen zum Absatz gebracht. Diese ursprünglich kalkreichen Absätze wurden ziemlich schnell von oben her bis in wechselnde Tiefen ausgelaugt, so daß nur noch die jüngsten Absätze von der Oberfläche oder doch wenigstens von einer Tiefe von 20—40 cm ab kalkreich sind.

Eine Gliederung dieser einzelnen Stufen nach ihrer Altersfolge durchzuführen, war zumal in Anbetracht der hierfür unzureichenden Darstellung der Höhenverhältnisse auf der topographischen Karte sehr schwierig, wurde aber doch versucht und folgende Reihe aufgestellt, wobei die mit + bezeichneten Zahlen die Höhe über dem Inn, die mit — die Höhendifferenz zur Niederterrasse bedeuten. Diese Zahlen wurden nach den Höhenangaben der topographischen Karte 1 : 25 000, so gut es ging, berechnet und dürften nicht immer genau zutreffen.

Niederterrassen	{	Altöttinger Stufe	(bei Neuötting + 38; bei Alzgern + 38).
		Ampfinger	„ (bei Mittergars + 80; bei Aschau + 52; bei Mühlendorf + 34; bei Polling + 36; bei Tüßling + 34; bei Teising + 33; bei Winhöring + 32, bei Neuötting + 30; bei Perach + 29).
		Rauschinger	„ (bei Pürten + 40, — 4; N. von Rausching + 37, — 3).
		Ebinger	„ (bei Ebing + 30, — 10; bei Mühlendorf + 28, bei Töging + 27, bei Neuötting + 26).
		Wörther	„ (bei Wörth + 28, — 14; bei Oberflossing + 20; bei Hölzling + 25; bei Töging + 25; bei Winhöring + 22; bei Neuötting + 23; bei Alzgern + 22).
		Pürtener	„ (bei Schrottwinkel + 25, — 40; bei Pürten + 26 bis + 21; bei Mauerschwang + 21; bei Oberflossing + 17; bei Höchfelden + 21; bei Töging + 15 bis + 18; bei Winhöring + 17; bei Weiding + 20; bei Holzhausen + 19; bei Neuötting + 19).
		Gwenger	„ (bei Jettenbach + 17 bis + 10; bei Gweng + 10, — 30; bei Mühlendorf + 8; bei Holzhausen + 12; bei Winhöring + 9; bei Neuötting + 9; bei Alzgern + 11).
		Niederndorfer	„ (bei Jettenbach + 8 bis + 5; bei Niederndorf + 7; bei Ried + 8 bis + 5; bei Polling + 7; bei Winhöring + 5; bei Neuötting + 7; bei Alzgern + 4 bis + 7).

Jungalluvium.

Die Niederterrasse liegt also etwa 80—30 m hoch über dem Inn, die übrigen Stufen verteilen sich ziemlich gleichmäßig dazwischen.

Der durch die dichtgelagerten tertiären Flinzschichten aufgestaute Grundwasserstand ist in den älteren Stufen durchweg sehr tief.

Die Zeit von der Gwenger zur Niederndorfer Stufe bedeutet aber einen wichtigen Abschnitt in der Geschichte des Inns dadurch, daß sich dieser nun allenthalben bis in die Flinzschichten einschneidet, so daß sich oberhalb der Niederndorfer Stufe in allen Hängen Quellen finden und das Wasser in dieser Stufe in den Senken nicht leicht versitzen kann, so daß sich anmoorige Flächen und Moore bildeten.

Im Südeile des Blattes Ampfing auf der Linie Polling—Furth—Guttenburg, Kraiburg, Winkelham erhebt sich mit einem Steilrand über die Terrassen aufsteigend die „Hochterrasse“ bis zu 460 und 470 m. An ihrem Fuße sind die Bodenverhältnisse durch schnellen Wechsel von Quellmooren, Kalktuffabsätzen, Gehängeschutt und Abschlammassen so unregelmäßig, daß sie nicht genauer kartiert werden können.

Die Hochterrasse.

Die Hochterrasse ruht auf einem Sockel von Tertiär, über dem Kies und Nagelfluh lagert, und ist von einem mehrere Meter mächtigen lehmigen Absatz bedeckt.

Sie steigt langsam gegen Süden an, ist aber nicht völlig eben, sondern besonders in der Nähe des Inntales in Terrassen gegliedert gewesen, deren Ränder meist durch die starke lehmige Bedeckung verwischt sind. Die Hochterrasse wird von zahlreichen alten Tälern durchzogen, welche von Süd bis Südwest nach Nord bis Nordost streichen. Auf der Ostseite zeigen sie gewöhnlich einen Steilrand, in dem der Hochterrassenkies heraustritt, auf der Westseite einen flachen Abfall, in welchem der Hochterrassenkies meist noch verdeckt wird. Nur im Unterlauf der Tälchen bildet sich auch der Westrand steiler heraus, so daß der Hochterrassenkies mit seiner rotbraunen Verwitterungsdecke ebenfalls zutage austreichen kann. Unterhalb dieser Kante bildet sich dann eine flach gegen Osten geneigte Talstufe, in deren Ablagerungen häufig Schneckenschalen, besonders Succineen sich finden und in welche häufig das jetzige junge Tal eingerissen ist. Für diese alten flachen, gegen Osten geneigten Talhänge schlagen wir die Bezeichnung Succineenstufe vor, für die großen Hochterrassenflächen bei Pietenberg (Bl. Taufkirchen), Westerberg (Bl. Ampfing), Bergham (Bl. Mühldorf), Oberneukirchen (Bl. Engelsberg) die Bezeichnung Pietenberger Stufe.

Die Decke der Pietenberger Stufe besteht größtenteils aus einem gelben typischen Lehm. In der Nähe des Inntales geht dieser aber im Untergrunde in kalkhaltige lößartige Gesteine und auch ziemlich grobe Sande über. Die bemerkenswerten Einzelheiten über das Auftreten dieser Gesteine, welche bei der Aufnahme beobachtet werden konnten, sollen in einer besonderen Abhandlung von W. KOEHNE über die subaërisch gebildeten Quartärgesteine ausführlich geschildert werden.

Hier sei nur erwähnt, daß die lößartigen Gesteine entlang dem Nordrande der Hochterrasse von Polling (Bl. Mühldorf) bis Hofbauer (Bl. Taufkirchen) angetroffen wurden und zwar sowohl auf der Höhe der Pietenberger Stufe als in den Talsenkungen, die zur Succineenstufe überleiten und in dieser selbst. Es ergibt sich, daß vor ihrer Ablagerung die Hochterrasse bereits durch die Täler zerschnitten worden war. Im Gebiete der äußeren Moräne werden nur zwei Vorkommen lößartiger Gesteine, das eine bei Jettenbach mit häufigen Lößschnecken, das andere bei Grafengars, beobachtet. Auch im Osten bei Tüßling, Burgkirchen, Graming, Schlotham, Oberthaling und jenseits der Alz gegenüber Bruck a/Alz wurden Lößvorkommen in entsprechenden Lagerungsverhältnissen beobachtet.

Die Überhochterrassen und Äußeren Moränen.

Im Blatt Taufkirchen nimmt die Hochterrasse nur den nordöstlichen Teil ein, gegen Nordwesten zu sehen wir allenthalben meist scharf abgesetzt ein höher gelegenes Gelände aufsteigen, dessen geologische Verhältnisse noch weiterer Klärung bedürfen, besonders durch Kartierung der Gegend von Schnaitsee und Peterskirchen, die noch nicht aufgenommen wurde. Den Anstieg von der Hochterrasse zum höher liegenden Gelände können wir gut beobachten, wenn wir z. B. auf der Straße von Kraiburg nach Reith und Wasserburg den Linderer erreicht haben oder wenn wir von der Straße Kraiburg—Peterskirchen aus bei Taufkirchen gegen Schörghenham zu blicken.

Was die Bodenverhältnisse in diesem höher gelegenen Gebiet betrifft, so findet sich größtenteils derselbe gelbe Lehm, der auch die Hochterrasse überzieht und welcher nur an steileren Hängen von mindestens 5, meist erst 7 und mehr Grad Neigung den älteren Untergrund hindurchblicken läßt; selbst auf die mit 554 m Höhe 80 m über der Hochterrasse gelegenen Felder von Einharting zieht sich der gelbe Lehm herauf.

Die ziemlich spärlich vertretenen Aufschlüsse in diesem Gebiete zeigen nun sehr wechselnde Verhältnisse. So zeigt eine Kiesgrube südlich vom Linderer unweit der Straße Kraiburg—Grüntal wohlgeschichteten Kies, während wir in dem prächtigen, bereits von PENCK geschilderten großen Aufschluß an der Schlipf bei Jettenbach über geschichtetem Kies mit einer starken Nagelfluhfelsbank eine typische Moräne mit einem riesigen Felsblock beobachten können.

In der großen 525 m über NN. gelegenen Kiesgrube südlich von Piesenham (Bl. Gars) fand sich unterhalb der ca. 10 m mächtigen, große Blöcke und gekritzte Geschiebe führenden typischen Moräne in einer Bank lößartigen Mergelfeinsandes ein Bruchstück einer Schneckenschale (wohl Succinea). Die Moräne ist weiter unterhalb bei Zarnham in 490 m Höhe über NN. wieder aufgeschlossen und zieht sich gar unter den Niederterrassenschotter herab, wie die Aufschlüsse im Pfaffenberger Graben zeigen, wo zuoberst Niederterrassenkies, darunter Moräne in ca 450 m Höhe über NN. und unter dieser Nagelfluh und Kies aufgeschlossen ist. Moräne über Kies und Nagelfluh liegt auch im Steinbruch nördlich von Titlmoos.

Ganz andere interessantere Verhältnisse zeigen sich hingegen einige Kilometer weiter südlich in der 615 m hoch gelegenen Ziegelgrube bei Ed. Hier findet sich unter einer einzelne Steine

führenden lehmigen Decke in 2 m Tiefe eine braunkohlenähnliche Schicht, darunter eine tonige Lage mit Steinen und in 3 m Tiefe ein blaugrüner feinsandiger Ton.

Dieser Aufschluß liegt im Zentrum des nach PENCK Formen der Mindelmoränen tragenden Gebietes, welche auch in dem Rücken herrschen sollen, der gegen Sonnham vorspringt. Der auf diesem interessanten Rücken gelegene Forstdistrikt Schermannsöd wurde im Maßstab 1 : 5000 kartiert; sein Boden ist größtenteils ein mit Steinen gespickter schwerer Lehm- und Tonboden, die Steine erreichen in der Abteilung Steinschlag beträchtliche Dimensionen bis zu $\frac{1}{2}$ m Länge. Tiefere Aufschlüsse durch Wasserrisse und Einschlüge zeigten, daß das Material nach der Tiefe zu kalkreich wird und es sich um eine an der Oberfläche verwitterte, mit tonigen Teilen mehr oder minder, meist aber recht stark durchsetzte Grundmoräne handelt. Unsere Stellungnahme zu der Frage, ob hier wirklich noch ältere Moränen als bei Jettenbach vorliegen, wie PENCK annahm, müssen wir uns bis zum Abschluß der Aufnahmen in den äußeren Moränen bei Schnaitsee und Peterskirchen vorbehalten.

Von besonderem Interesse sind noch die Steinbrüche bei Burgstall östlich von Waldhausen. Hier wird feinkörnige Nagelfluh und grober Sandstein gebrochen, in denen die prächtigsten geologischen Orgeln eine neben der anderen zu sehen sind. Diese cylindrischen Verwitterungsröhren greifen, von einer lehmigen Masse ausgefüllt, bis zu 11 m Tiefe herab. Unter dieser festen, von Orgeln durchzogenen, zum sog. Deckenschotter zu rechnenden Schicht findet sich eine meist lockere Schicht von Sand und feinem Kies, welche zahlreiche Petrefaktenbruchstücke führt. Obwohl diese Schicht in allen Aufschlüssen wiederkehrte, konnten größere, einigermaßen gut erhaltene Stücke nicht gefunden werden.

Über die Ergebnisse der Untersuchungen in den Diluvialaufschlüssen bei Wasserburg, welche wegen der ungünstigen Witterung nicht zu Ende geführt werden konnten, soll später berichtet werden.

Bemerkungen über geologisch-agronomische Spezialaufnahmen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen im Forstrevier Jettenbach, welches über alle die geschilderten Formationen verstreut ist, werden in folgender Weise niedergelegt:

1. Einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 5000.
2. Einem Verzeichnis von 810 Bodenprofilen, von denen etwa 40 genauer untersucht durch Grabung, die übrigen durch Bohrung ermittelt wurden.
3. Einer Sammlung von 26 Bodenprofilen in $\frac{1}{2}$ der natürlichen Höhe, welche bis zur Tiefe von 1,10 m reichen und in Gläsern von 60 cm Höhe und 10 cm lichtem Durchmesser in der Forstinspektion Jettenbach aufgestellt wurden. Die Profile wurden an Ort und Stelle aus dem seine natürliche Feuchtigkeit und Farbe haltenden Boden möglichst naturgetreu zusammengesetzt und alsbald mit Paraffin luftdicht verschlossen.

4. Einer Beschreibung der 13 Forstdistrikte, welche vor allem die Schilderung der chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften durch den Kgl. Assessor Dr. H. NIKLAS enthalten soll.

Ein Vergleich der geologischen Beschaffenheit mit den Erfahrungen der Forstverwaltung zeigte, daß die Erträge außer durch die natürliche Beschaffenheit der Böden stark durch die frühere Art der Bewirtschaftung, insbesondere wohl durch Verschlechterung der obersten Bodenschichten durch Streunutzung und dadurch verursachte Rohhumusbildung beeinflusst werden. Die Bodenanalysen werden darüber noch näheren Aufschluß geben.

Für einen besonders schädlichen Fall von Rohhumusbildung im sog. Witzenzipfel des Distriktes Bromberg wurde ein Düngungsversuch mit Kalk und Kalisalz bereits in Anregung gebracht.

Vom Ökonomiegut Jettenbach, welches auf den alten Flußterrassen von der Pürtener Stufe abwärts bis zum Jungalluvium liegt, werden hergestellt: 1. eine geologische Karte 1 : 5000, 2. von jedem Schlag eine Karte, welche die Auslaugungs- bzw. Anreicherungsverhältnisse der Karbonate (von Kalk und Magnesia) veranschaulicht, 3. von jedem Schlag eine Korngrößenkarte, welche z. B. auch die Tiefe etwa unterlagernder durchlässiger Kiesschichten etc. angibt, 4. einem Verzeichnis von 445 Bodenprofilen, davon ca. 20 aufgegrabenen, 5. einer Sammlung von 19 Bodenprofilen wie bei den Forsten und 6. einem beschreibenden Teil wie beim Forstrevier.

Die Darstellung des Ökonomiegutes Winhöring erfolgt in ähnlicher Weise. Das Verzeichnis der Bodenprofile umfaßt 369 Nummern. Zur Aufstellung gelangten 5 Demonstrationsbodenprofile. Das Gut liegt auf alten von der Isen durchschnittenen Flußterrassen, welche im nördlichen Teile durch die Abschlämmprodukte der Tertiärhänge stark beeinflusst sind.

Bericht des Kgl. Assessors Dr. H. Niklas. Die in den Blättern Baierbrunn und Gaufing vorkommenden Bodenarten wurden im Herbst 1913 in Ergänzung zu den kartistischen Aufnahmen von Dr. W. KOEHNÉ im sog. gewachsenen Zustande untersucht, um wichtige physikalische Konstanten

festzustellen. Bestimmt wurden die Wasserkapazität, dem Gewichte und Volumen nach, das scheinbare und wirkliche spezifische Gewicht, das Porenvolumen und die Luftkapazität nach dem von KOPECKY vorgeschlagenen Verfahren.

Diese Konstanten gewähren ein Bild von dem für das Gedeihen jeglicher Vegetation so wichtigen Wasser- und Lufthaushalt des Bodens.

Da in dem Gebiete der beiden Blätter Gauting und Baierbrunn der Grundwasserspiegel so tief liegt, daß er für die Vegetation nicht in Betracht kommt, so ist das durch die Bestimmung der Wasserkapazität ausgedrückte Vermögen der Böden, die Niederschläge festzuhalten, von größter Bedeutung.¹⁾

Vermöge ihrer großen Wasserkapazität werden die Verwitterungsböden der Hochterrasse und der äußeren Moräne sowie insbesondere des gelben Decklehms der Hochterrasse und des Geschiebemergels auch in sehr heißen Jahrgängen kaum jemals ernstlich an Wassermangel leiden, während die Böden der Niederterrasse, des Alluviums sowie des Moränekieses dann stark gefährdet sind. Bei den durchschnittlich reichlichen Niederschlägen sind sie jedoch recht fruchtbare Böden.

Der gelbe Decklehm leidet bei rein horizontaler Geländeoberfläche an Nässe. Da in diesem Falle ein seitliches Abfließen nicht möglich ist, so staut sich infolge der Tiefgründigkeit des Bodens und der hohen Wasserkapazität das Wasser an. In solchen Fällen sinkt auch die Luftkapazität zuweilen unter das zulässige Minimum herab. Durch die KOPECKY-Methode wird diese Luftkapazität zahlenmäßig ermittelt, so daß hiermit ein Weg gegeben scheint, um die entsprechenden Unterlagen zu gewinnen. Allerdings sind die gefundenen Resultate noch nicht ganz befriedigend und es wird nötig sein, die Wirkung der vorhandenen Fehlerquellen eingehend zu studieren. Nur möglichst viele Bestimmungen führen zu einem brauchbaren Durchschnitt.

Die Untersuchungen ergaben u. a., daß insbesondere der gelbe Decklehm der Hochterrasse und äußeren Moräne ein ziemlich ungünstiges Verhalten zu Wasser und Luft zeigt, weshalb seiner zweckmäßigsten Bearbeitung gar nicht genug Aufmerksamkeit geschenkt werden kann.

Von großem Interesse war es auch, daß die Untersuchung der Böden an Ort und Stelle ergab, daß sie damals nahezu ihren Sättigungspunkt mit Wasser erreichten.

Um sich rasch über den Kalkgehalt der Böden zu orientieren, ist die Messung des Gehaltes an Calciumkarbonat mittels des Passon'schen Apparates ausgeführt worden.

Die Bestimmung der Druckfestigkeit konnte infolge ihrer Einfachheit über die Bearbeitungsmöglichkeit verschiedener Böden orientieren.

Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit von Bodenlösungen hat zu bemerkenswerten Ergebnissen geführt und soll daher in ausgedehntem Umfange zur Klärung diesbezüglich aufgetretener Probleme herangezogen werden.

Bericht des Hilfsgeologen Dr. Hans Krauß. Die Aufnahme des 1913 begonnenen Blattes Poppenlauer (42), vgl. Bericht für 1912. S. 262, wurde 1913 fertig gestellt; zwischen den in der Hauptsache hercynischen Störungen der Haßberge im Nordosten und des Kissinger Gebietes im Südwesten gelegen, stellt dieses Blatt eine nahezu ungestörte Triasfolge mit schwachem Einfallen nach Osten und Nordosten dar; nur an der Westgrenze machen sich Ausläufer eines auf dem anstoßenden Blatt Kissingen stärker hervortretenden NS.-Bruchsystemes bemerkbar.

Die Schichtfolge geht vom Röt bis in den untersten Gipskeuper (ausschließlich des Schilfsandsteines).

Im Wellenkalk vermißt man die eigentliche Spiriferinenbank, die wiederholt durch eine bereits von Dr. O. M. REIS (Geogn. Jahresh. 1909 S. 49) angegebene Pentacrinusbank vertreten zu sein scheint.

Im Hauptmuschelkalk läßt sich neben der Hornstein- und Trochitenregion an der Basis nur die fast überall aufzufindende Cycloidesbank kartistisch ausscheiden.

In der Region des Grenzdolomites der Lettenkohle treten wiederholt Drusen auf, die dem eigentlichen Drusendolomit (SANDBERGER) fehlen.

Die Überdeckungsgebilde sind zum Teil Lehme, die wegen ihrer Abhängigkeit vom Untergrund (sandige Fazies im Gebiet der Lettenkohle) als autochthone Verwitterungsprodukte angesprochen

¹⁾ Welch' hohe Ansprüche die Vegetation in dieser Beziehung an den Boden stellt, erhellt vielleicht aus folgenden der Literatur entnommenen Angaben, nach denen pro Hektar während des Sommers verdunstet: Ein Kohlfeld 8000 cbm Wasser, Grasland 6000 cbm, Roggenfeld 4000 cbm Buchenwald 2400 cbm, Kiefernwald 240 cbm Wasser.

wurden; zum Teil sind es Lehme (bzw. Lößlehme) mit einer Schotterbasis. Die Schotter gewinnen zwischen Münnerstadt und Poppenlauer, ferner besonders bei Thundorf (wo sie in das Blatt Oberlauringen sich weiterziehen) selbständige Bedeutung und fallen durch ihre Höhenlage (bis 60 m über der Talsohle), vor allem aber durch ihre Komponenten auf; es sind fast ausschließlich Gerölle aus der Felszone des Buntsandsteins mit Kantenlänge bis zu 60 cm. Derartige Blöcke liegen gelegentlich wie Findlinge in heute schotterfreien Gebieten. Da dieses Material nur von Westen kommen kann, ist es ziemlich sicher, daß die Hydrographie in altdiluvialer (?) Zeit entgegengesetzt der heutigen orientiert war, die nur von Westen nach Osten arbeitet.

Für Steinbruchbetrieb hat Bedeutung der Schaumkalk (Münnerstadt) und der Lettenkohle-sandstein (Klein-Wenkheim, Wermerichshausen); beide, besonders aber der letztere in der Ausbeute im starken Rückgang begriffen.

Die agrogeologische Überarbeitung eines ostwestlichen Blattauschnittes (Katasterblätter NW. C 39, 40, 41, 42 mit den Ortschaften Poppenlauer, Weichtungen, Seubrigshausen) zeigte, daß in Geländen mit stark wechselnden Neigungsverhältnissen im allgemeinen die Bodenverhältnisse nicht so sehr durch den geologischen Untergrund als durch die Neigung und Exposition des Gehänges bedingt sind. — Im einzelnen läßt sich feststellen: Der schwer verwitternde Wellenkalk bildet flachgründige Böden; an steilen Hängen bleibt er oft ungenutzt (Ödungen). Der obere und besonders der mittlere Muschelkalk ist meist tiefgründiger; besonders im mittleren geht die Verwitterung so weit, daß nahezu typische, steinfreie Lehmböden sich ergeben, die jedoch auch bei größerer Tiefe in der Krume noch einen nicht unbeträchtlichen Kalkgehalt aufweisen. Ob ein Teil der auflagernden kalkfreien Lehme autochthon ist, ließ sich nirgends einwandfrei nachweisen. Erwähnenswert sind „Stauchungserscheinungen“ an der Basis des Lehms bei Münnerstadt; wahrscheinlich Geländeformen, obwohl die Neigung keine 3° überschreitet. — Die Lockerheit der Krume und die Durchlässigkeit des Untergrundes lassen den Boden rasch austrocknen. Quellen fehlen dem ganzen Muschelkalk.

In der unteren Lettenkohle herrschen noch Böden mit tieferer Verwitterung und ziemlich wasserhaltender Kraft; wie überall bildet diese Zone einen Quellhorizont mit schwacher Schüttung.

Die obere Lettenkohle mit ihren festeren Sandsteinbänken bildet magere, steinige und sandige Böden, die sich zum Ackerbau nicht recht eignen; ihr Ausstreichen fällt, wie auch anderwärts gerne mit größeren Waldgebieten zusammen.

Die bereits erwähnten sandigen, autochthonen Lettenkohle-Lehme führen im Volksmunde den Namen „Malveböden“. Es dürfte vor allem der reichliche Feinsandgehalt sein, der diese Böden sehr widerstandsfähig gegen längere Trockenheit macht.

Der untere Gipskeuper bildet teils steinige, teils zäh-lettige Böden von geringem Ertrag und schwerer Bearbeitbarkeit. Die Verwitterungsrinde ist stellenweise gleich Null, weshalb in diesem Gebiet Ödungen sehr häufig sind.

Im Herbst wurden Teile des schon aufgenommenen Blattes Geroda (Nr. 23) agrogeologisch überarbeitet (feuchte Gebiete über der Felszone des Buntsandsteins, Chirotheriumhorizont zum Teil); Wiesengehänge der Platzer Kuppe und der Schwarzen Berge gegen Platz und Geroda; außerdem wurde eine detaillierte Aufnahme des Gutsbezirkes Einraffshof durchgeführt; eine kurze Orientierungstour auf das Dammersfeld war vor allem dem Studium des Wiesengeländes zwischen dem Dammersfeld und Ruckberg gewidmet.

Vorläufig läßt sich feststellen:

Was gegenwärtig unter dem Begriff „Rhönwiesen“ zusammengefaßt den Gegenstand weiteren Interesses bildet, sind Gebiete, die in der Hauptsache zwar Basalt zum Untergrund haben; trotzdem fallen jedoch auch große Gebiete anderen geologischen Charakters unter diesen Begriff; es muß deshalb hervorgehoben werden, daß das einigende Moment nicht nur geologischer, sondern auch wirtschaftlicher Natur ist; es spielt die große Entfernung von den Wohnstätten und entsprechend geringe Bearbeitungsmöglichkeit hierbei eine große Rolle.

Geologisch betrachtet läßt sich unterscheiden:

1. **Ausgesprochene Basaltwiesen** (Wiesen mit anstehendem Basalt im Untergrund). Sie umfassen die höchst gelegenen Wiesengebiete über dem letzten ausgesprochenen Quellhorizont an der Peripherie des Basaltes; infolge dieser hohen Lage sind die Böden für ihre Wasserversorgung auf die etwas zu geringen Niederschläge (600—800 mm) allein angewiesen. Die Verwitterungstiefe ist stark schwankend; in Hanglage ist sie meist gering, der Boden ist schwer bearbeitbar und brennt sehr leicht aus. Die hochgelegenen flachen Wiesen haben stellenweise eine ganz auffallend tiefe Krume; trotzdem ist auch hier der Ertrag gering; der Untergrund als Nährstoffquelle kann daran

nicht schuld sein; es müssen die physikalischen und vor allem klimatischen Verhältnisse zur Erklärung beigezogen werden.

2. Wiesen in Basaltschuttgebieten mit Röt- oder Wellenkalkuntergrund. Sie sind je nach der Mächtigkeit des Schuttes und der Art des Untergrundes verschieden: Liegt der Schutt tief, dann entspricht der Boden vollständig ausgesprochenem Basaltboden. Mit abnehmender Mächtigkeit machen sich natürlich die Eigenschaften des Untergrundgesteins mehr und mehr bemerkbar. Zuerst pflegt unter dem Basaltschutt der Muschelkalk aufzutauchen. Die Mischung beider liefert gute Böden, die allerdings für Wiesen etwas trocken sind.

Mit der Röt-Wellenkalkgrenze tritt eine bedeutsame Änderung ein: Was darüber zu wenig an Wasser ist, ist darunter zu viel, da diese Grenze ein sehr kräftiger Wasserspender ist; das auf dem Röt austretende Wasser drückt sich hangabwärts, da es in das Röt nicht eindringen kann, in der Nähe der Oberfläche durch und bildet so viele nasse Stellen und Quellen.

3. Gebiet oberhalb der Felszone des Buntsandsteins. Gebiet der größten Nässe, mit leetigen bis sandigen, meist ausgebleichten Böden. Im Gegensatz zu den oben besprochenen Verhältnissen an der Röt-Wellenkalkgrenze haben wir hier einen Quellhorizont vor uns, der infolge der Härte seiner Unterlage (Felszone) zur Ausbildung von Verebnungen mit an und für sich schon geringer Wasserzirkulation neigt; diese wird noch herabgemindert durch die sandig-leetige Decke der Felszone (Chirotheriumhorizont), die das Wasser gar nicht durchdringen und fast nicht abziehen läßt. Die infolgedessen eintretende Versauerung bedingt die auffallende Bleichung des Bodens. Diese aschgrauen bis weißlichen, nassen Gebiete sind im ganzen Buntsandsteinvorland der Rhön außerordentlich weit verbreitet; sie liefern ein wenig geschätztes Ackerland, sind auch als Wiesen meist noch zu naß; nur als Waldboden sind sie ihrer Frische wegen nicht ungern gesehen.

Chemisch-analytische Arbeiten im Laboratorium.

Im chemischen Laboratorium wurden eine größere Anzahl von Analysen ausgeführt, welche zum Teil Bearbeiten zu den ausgearbeiteten wissenschaftlichen Abhandlungen und Kartenerläuterungen der Abteilung darstellen, zum Teil auch Anfragen von Behörden und Privaten betreffen, deren Erledigung zugleich im Interesse der Landesuntersuchung lag. Die Untersuchungen betreffen vorzugsweise bayerische Vorkommen, ausnahmsweise ausländische zum Vergleich mit bayerischen wichtigen Proben.

1. Gesteins-, Mineral- und Erzproben.

Uranmineralien aus dem Fichtelgebirg bei Tröstau (Oberfranken). Ton von Dachbetten und Wolkering bei Regensburg, aus dem Leitzachtal bei Wörnsmühle, von Sembach (Rheinpfalz). Hygrophilit von Hirschhorn (Rheinpfalz). Tonsteine von Hochstätten, Altenbamberg und Gaugrehweiler (Rheinpfalz). Kalke und Mergel von Rezzato (lithogr. Kalk), von Fischbachau, von Wörnsmühle, von Altenkirchen (Stromatolith), von Mte. Bolca (Sphärolith), von Saarbrücken (Eisenspatoolith), von Garmisch (sogen. Kreide). Tripel von Schneidhart bei Eggmühl. Smirgel von Plankenhammer bei Floß. Zinkhaltiger Kohleneisenstein von St. Ingbert. Mineralausscheidung auf Granit bei Leupoldsdorf. Angeblich Gold führende Sande von Pirach bei Burghausen, von Bach bei Wörth a. D. Zahlreiche Erzproben von Mutungen auf Eisen, sowie vereinzelt auf Zink und Gold. Angebliche Erdölvorkommen von Oberndorf in Schwaben und Heilbrunn (Falkenstein, bayr. Wald). Gesteinsproben von den Bohrungen auf Kohle: Röthenbach, Neunkirchen, St. Ingbert (Rot-hellschacht), auf Salz: Zeitlofs, Burgsinn; aus dem Quellengebiet bei Abbach. Schlackenfunde bei Garmisch. Verunreinigung des Steinsalzes aus staatlichem Betrieb.

2. Wasseruntersuchungen.

Proben von der Bohrung am Wehrhaus bei Kissingen; Bohrbrunnen in Simbach, in Buch bei Simbach, Bergham bei Markt; Wasserproben von den Salzbohrungen bei Kitzingen; Probe der Abbacher Heilquelle; angebliches Mineralwasser bei Berchtesgaden; sogen. Sickinger Quelle bei Ebernburg (Rheinpfalz); Mineralwasser aus der Umgegend von Neustadt a. S.; Schwefelwasser von Sulzbach a. Inn; Quellwasser bei Steeben. Neue Schwefelquelle bei Gögging. Artes. Wasser bei Mühlendorf; Eisenbründl bei Tittmoning; Johannesbründl bei Vilsbiburg.

K. Landesgeologe A. SCHWAGER.

3. Bodenkundliche Analysen.

Außer den umfangreichen literarischen und experimentellen Vorarbeiten für das neue Untersuchungsgebiet wurden für die agrogeologischen Blätter Gauting und Baierbrunn rund 30 Boden-

proben in verschiedenem Umfang analysiert. Jede der Analysen verlangt 1. die mechanische Analyse mit 7 Bestimmungen, welche zum Teil nach 2 Verfahren ausgeführt wurden. 2. 20 der Bodenproben wurden auf 14—15 Mineralstoffe geprüft; diese wurden auch quantitativ festgestellt. 3. Alle Böden wurden auf elektrische Leitfähigkeit und 4. auf Druckfestigkeit geprüft, so daß für die Proben dieser beiden Blätter ungefähr 500 verschiedene Bestimmungen vorliegen, womit die Untersuchung noch nicht erschöpft ist.

K. ASSESSOR DR. H. NIKLAS.

Gutachtliche Äußerungen über Fragen der praktischen Geologie.¹⁾

- Über radioaktive Substanzen in Bayern (L. v. AMMON).
 Über Schwefelquellen und Erdgas im Inntal (Niederbayern) (L. v. AMMON).
 Über die geologischen Ergebnisse der Bohrungen auf Kohle im Weidener Becken bei Röllnbach und Neunkirchen (L. v. AMMON).
 Über eine Torfablagerung im früheren Rosenheimer Seebecken (Mutung auf angebliche Braunkohle betreffend) (L. v. AMMON).
 Über die geologischen Verhältnisse in der Umgebung der Mineralquelle von Gögging (L. v. AMMON).
 Zur Frage eines Baugesuchs bei der Quelle von Gögging (A. SCHWAGER).
 Über den Schutzbereich für die Schwefelquelle zu Abbach (A. SCHWAGER).
 Zur Feststellung des Quellschutzbezirks von Bad Kissingen (O. M. REIS).
 Zur Feststellung des Quellschutzbezirks von Bad Brückenau (A. SCHWAGER, O. M. REIS).
 Zur Feststellung des Quellschutzbezirks von Bad Neuhaus a. d. S. (O. M. REIS).
 Über den Berggrutsch bei den Kalksteinwerken von Gersheim (Rheinpfalz) (O. M. REIS).
 Über die Entwässerung des k. Parkes von Hohenschwangau (W. KOEHNE).
 Über Bohrungen im Steinsalzfeld bei Kitzingen (F. W. PFAFF).
 Über den Schutzbezirk für die Wasserversorgung der Stadt Amberg (F. W. PFAFF).
 Über den Schutz der Wasserversorgung von Berolzheim (F. W. PFAFF).
 Über ein Kalklager bei Wallenfels im Rodachtal (F. W. PFAFF).
 Über die Friedhofsanlage bei Lindau (F. MÜNICHSDORFER).
 Zur Feststellung des Schutzbezirks für die Schwefelquelle von Gögging (I. Gutachten) (A. SCHWAGER).
 Über Bohrungen im Isartal etc. für das Walchenseekraftwerk (O. M. REIS).
 Zur Regelung der Wasserversorgung von Würzburg (O. M. REIS).
 Über das Verhältnis der Ausdehnung von Wald und Feld in Beziehung auf die Lehmverbreitung in Bayern (O. M. REIS).
 Über den Schutzbereich für die Heilquellen von Bad Tölz (I. Gutachten) (A. SCHWAGER).
 Zum Schutzbereich der Schwefelquelle von Gögging (II) (A. SCHWAGER).
 Über Kalk- und Zementvorkommen im Leitzachtal (O. M. REIS).
 Über ein Tonvorkommen bei Dieffurt (F. W. PFAFF).
 Über neuere Aufschlüsse und Tiefbohrungen im westlichen Teil des Peißenberger Kohlenreviers (F. W. KOEHNE).
 Zwei Gutachten über die geologischen Verhältnisse der Eisenspatgrube Büffelstollen bei Lobenstein (MATTH. SCHUSTER).
 Über ein Tonvorkommen bei Ohlstadt (H. KRAUSS).
 Zum Schutz der Wasserversorgung von Stadt Auerbach (Oberpfalz) (A. SCHWAGER).
 Zum Quellschutzbezirk von Bad Neuhaus (zwei Nachtragsgutachten) (O. M. REIS).
 Zum Quellschutzbezirk des Burgsinner Sprudels (O. M. REIS).
 Über die etwaige Gefährdung der Nürnberger Wasserversorgung durch den Bergbau im Bürgerwald bei Ranna (O. M. REIS).
 Über die eventuelle Erweiterung des Brückenauer Schutzbezirks über die bayerische Grenze (O. M. REIS).
 Über die Berggrutschgefahr an der Schlußstrecke der Bahn Schongau—Peißenberg (O. M. REIS).
 Über Ergänzungsanträge zum Bad Kissinger Schutzgebiet (O. M. REIS).
 Über ein Tonvorkommen bei Sembach (Rheinpfalz) (H. KRAUSS).
 Über ein Quarzkiesvorkommen bei Petersberg (Altomünster) (H. KRAUSS).
 Über ein fragliches Braunkohlenvorkommen bei Kirchdorf (O. M. REIS).
 Über das geplante Staubecken bei Altenau (Ammertalkraftwerke) (O. M. REIS).

¹⁾ Zugleich als Nachtrag zu dem Bericht 1912, in welchem diese Aufführung noch fehlt.

Zwei weitere Gutachten (das Hydrologische bzw. Geologische betr.) zum Schutzbereich der Bad Tölzer Quellen (O. M. REIS).

Über ein Kalkvorkommen zum Zweck des Tarifs (O. M. REIS).

Über den Basaltabbau am Sodenberg (O. M. REIS und MATTH. SCHUSTER).

Über die Wasserversorgung der Stadt Hof (Nachtragsgutachten) (F. W. PFAFF).

Über die Möglichkeit von Zementmergelvorkommen im Wellenkalk vom Lerchenberg bei Gräfendorf (MATTH. SCHUSTER).

Über die Abbauwürdigkeit eines Granitvorkommens bei Karlstein (F. W. PFAFF).

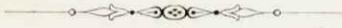
Über ein Brandschieferflötz mit Steinkohlen bei Erbdorf (F. W. PFAFF und O. M. REIS).

Außerdem wurde eine Anzahl kürzerer schriftlicher Auskünfte über eingesendete Mineralvorkommen oder über einfachere geologische Verhältnisse an Private (vom 15. Juni 1912 bis 15. Juni 1913 ungefähr 30) abgegeben.

Die neueren Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Donau-Innwinkel wurden von F. MÜNCHSDORFER besichtigt; ihr Gebiet hat sich im Jahre 1913 um 12 km nach Westen und 4 km nach Süden erweitert.

Geognostische Abteilung des Kgl. Oberbergamtes.

Dr. Otto M. Reis.



Kleinere vermischte Mitteilungen des Geognost. Jahresseftes 1913.

Zur Frage der Entstehung von Konkretionen.

Von

Dr. Otto M. Reis.

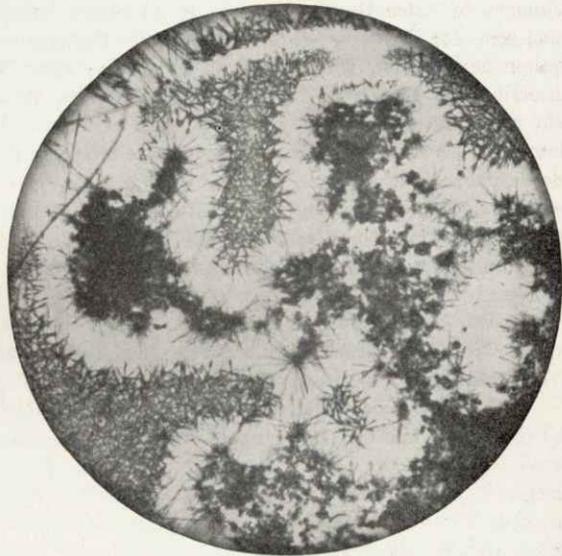
1. Über Ausscheidungen aus gemischten Lösungen.

(Hierzu 1 Bild.)

Bei einer für den Verfasser vorgenommenen Prüfung, ob in einem Gestein Gips (fein verteilt) enthalten wäre oder nicht, hat Herr K. Landesgeologe A. SCHWAGER einen Wasserauszug zum Teil mit etwas Alkohol versetzt, um zur mikrochemischen Prüfung der charakteristischen feinsten Ausscheidungen die Verdunstung des Lösungsmittels zu beschleunigen. Ein Tropfen ohne Alkoholzusatz verdunstet auf einem Objektträger mit einem äußeren Verdickungsrand in Kreisform, von dem aus sich die Ausscheidungen nach innen gleichmäßig verlieren. Der Tropfen mit Alkoholzusatz zeigt aber im Innern eine Differenzierung in eigenartigen insularen Ausfällungsflecken mit breit balkenförmigen bis halbinselartigen Auswüchsen und Ausläufern, welche derart in Buchtungen der nahe gegenüber liegenden Inseln einpassen, daß ein System fast regelmäßig breiter Trennungs-Bänder und -Arme zwischen jenen entsteht. Diese Bänder sind frei von Ausscheidungen; es sind die Linienzüge, von welchen her bei der Auskristallisation das Lösungsmittel entzogen wird, ähnlich wie auf dem Straßenasphalt bei eintretendem Frost eine nicht zu starke Befeuchtung in bis 20 cm diam. messenden polygonal umrissenen, auch innerlich regelmäßigen Eisverzweigungen auskristallisiert, welche ganz schmale eisfreie Trennungsbänder haben, als Linien, von welchen das Lösungsmittel weggezogen wird, an welchen also die Kristallisationen nie zusammenwachsen.

Außer dieser Regelmäßigkeit in den Formen der Inseln und ihrer Trennungsbänder zeigt sich aber auch noch eine

zweite, nämlich in der Art der Ausscheidung selbst. Die Gipskriställchen zeigen die bekannte Form der Mikroausscheidungen der zweiseitig sich besenförmig zerschleißenden Kriställchen, welche besonders an den Rändern der Inseln, nach den ausscheidungsfreien Bändern hin verlängert, und ziemlich gleichmäßig an allen Rändern auftreten. Ein regelmäßiges Alternieren zeigt sich aber in der Stärke der Trennungsausscheidungen selbst: es stehen Felder, von ganz dunkler Farbe und



Ausscheidungsgruppen von Gips aus einer mit Alkohol versetzten Lösung in einem Tropfen auf einem Objektträger in 20facher Vergrößerung.

(Dr. MATTH. SCHUSTER phot.)

mit ganz dicht und dick gehäuften Ausscheidungen von kleineren Kriställchen neben Feldern von heller Farbe, in welchen die Ausscheidungen zwar gleichmäßig, aber doch nicht übereinander gehäuft sind und infolge größerer Kristallausbildung mehr Lücken zwischen sich lassen. In den letzteren Feldern fand also eine langsamere Entwicklung, in ersteren eine raschere statt, in jenen ist offenbar eine Ausscheidung in verdünnterer, in diesen eine solche in verstärkter Lösung zu sehen.

Es handelt sich also hier um die Differenzierung eines Lösungsgemischs nach Gebieten rascherer Lösungsverdickung und nach Gebieten langsamerer Zunahme der Konzentration, welche zu räumlich völlig separierten, scharf getrennten und örtlich strukturell verschiedenen Ausscheidungen führte.

Es ist kein Zweifel, daß bei der Entstehung und Erhärtung von vielen Gesteinen, besonders Karbonatgesteinen die Bedingungen solcher Lösungsmischungen häufiger auftreten; andererseits ist das Bild, welches die erwähnten Auskristallisationen bieten, dem Bild sehr vieler knollig erhärtender Schichten in allen Formationen außerordentlich ähnlich. Im Muschelkalk habe ich morphologisch hieher gehörige Schichtgestaltungen besprochen (Geogn. Jahresh. 1909 S. 72—75 u. S. 192). Es handelte sich hier um Schichtkörper, in welchen kuchenartige bis knollige Inseln härteren und reineren Kalkes durch Bänder und Inseln weniger harten und dolomitreicheren Kalkmergels in ziemlich regelmäßiger Weise getrennt sind.

Von Interesse ist auch, daß bei solchen Lösungsbedingungen regelmäßig verteilte Inseln auftreten konnten, in denen das Kristallisationsgefüge deutlich ist und daneben solche, bei denen man die Ausscheidung aus Lösung überhaupt nicht annehmen möchte; ich erinnere schon hier an das Nebeneinandervorkommen von Tutensteinen und einfachen Septarien in den Lebacher und Kuseler Schichten und daran, daß hierbei auch eine deutliche Trennung verschiedener Karbonatausscheidungen zu beobachten ist, welche in einem gewissen Umfang je in beiden Knollen vorkommen; es deutet das auch auf eine Separierung des Lösungsgemisches, wobei ich auf die nachfolgenden Kapitel verweise.

2. Über Lebacher Toneisensteine und Tutensteine und „geologische Diffusionen“.

Es ist eine altbekannte Sache: die Wanderung und Bewegung von Flüssigkeiten bzw. von Lösungen in festen Gesteinskörpern; es ist ebenso bekannt, daß die wichtigsten Zufuhrwege, zum mindesten des Wassers, die Zerklüftung der Gesteine von großen Klüften bis zu den kapillaren Spalten herab bildet, daran ist nicht zu rütteln; einer Wanderung von Lösungen in großen, ganz unzerklüfteten Massen in irgend erhebliche Tiefen stehen die Ausscheidungen der sich diesfalls sehr rasch konzentrierenden Lösungen, welche sich die Wege selbst verbauen, entgegen. Wie die Bewegung der Lösungen stattfindet, ob unter einseitigem Druck,¹⁾ unter Beihilfe von Kapillarattraktion oder einfacher Diffusion, das wurde bisher weniger diskutiert, schon deswegen, weil es in dem einzelnen Fall schwer sein dürfte, den Anteil der genannten physikalischen Faktoren abzuschätzen. Der Verfasser hat über Wanderung von Lösungen zur Erklärung von Auflösungs- und Ausscheidungserscheinungen besonders in sedimentären Gesteinen schon vielfache Beobachtungen sammeln können, sogar auch die Frage in speziellem Falle angewendet, ob nicht bestimmte einseitige Konzentrationen auf verschiedene Diffusionsfähigkeiten von Komponenten gemischter Lösungen durch tonige Füllungen in Grenzklüften als Scheidewände der Osmose zurückzuführen wären (vgl. Bericht des oberrh. geol. Vereins, Vers. Bad Dürkheim 1900, S. 49).

R. E. LIESEGANG hat nun in einem Werkchen: Geol. Diffusionen,²⁾ dessen Anregungen überall begrüßt werden müssen, sich solcher Erscheinungen angenommen, welche nach seiner Ansicht lediglich durch Diffusionen zu erklären sind. Der genannte Forscher, dem die Wissenschaft so viele interessante Experimente von Diffusionen in Gallerten verdankt, hat in seinem Werkchen auch die Lebacher Toneisensteinknollen einer ziemlich eingehenden Erklärung unterzogen, welche für vieles andere paradigmatisch sein soll³⁾ und deshalb einer möglichst vielseitigen Diskussion bedarf.

Es sei hier einiges vorausgesetzt, was meiner Ansicht nach wichtig ist; die Lebacher Knollen kommen, wie auch in den Kuseler Schichten, in dunkelgrauem, schwach karbonatisch gebundenem Schieferstone vor (vgl. z. B. Erl. z. Bl. Zweibr. S. 39 u. G. J. 1908 S. 200 A. SCHWAGERS Analysen karbonischer Schieferstone von Bohrkernen aus großer Tiefe); die Schieferung ist keine falsche oder Druck-Schieferung, sondern ist ein Produkt 1. der feinsten, horizontal ebenflächigen Sedimentation bei feinstem Wechsel-

¹⁾ Aufsteigende Quellen wurden, so viel mir bekannt, hauptsächlich bei noch nicht gehärteten Sandsedimenten bald nach ihrem Absatz und wohl als wichtigste Ursache der Erhärtung herangezogen.

²⁾ Verlag Theod. Steinkopf, Dresden und Leipzig 1913.

³⁾ Vgl. auch Centralbl. für Min., Geol. und Paläont. 1912, Nr. 14.

lagerung, 2. der verschiedenen diagenetischen Bindung einzelner dünnster Sedimentationspakete und 3. der sich zum Teil hier anschließenden Aufblätterung bei den verschiedensten Wirkungen späterer Durchfeuchtung der ganzen Schiefer-ton-masse. Die Knollen selbst sind scharf gegen die Schiefer-tone abgesetzt, ihre Form ist primär sphäroidisch, nicht erst hierin eine Folge der Gesteinszersetzung. Es gibt wohl einzelne Lagen in den Lebacher Schiefen, welche schichtweise schon durch schwächer zerteiltes und stärker oxydiertes Karbonat zusammengebunden sind; in diesen findet von den Zer-klüftungsflächen her eine quere Durchsinterung statt, welche mit Abrundung der Ecken (Folge umgekehrter Spitzenwirkung, vgl. Geogn. Jahresh. 1909, S. 84, 87) endlich geodenartige Kernformen modelliert, wie dies auch von anderen Toneisensteinvorkommen erwähnt wird (Toneisensteinvorkommen von Ahaus und Koesfeld — WILLERT in Glückauf 1908 und Erzbergbau 1909, S. 26). Lagerungs-zeichen im Innern der Leb. Knollen, welche mit den Sedimentationsflächen stimmen, sind nicht selten noch zu erkennen, besonders, wenn pflanzliche oder tierische Einschlüsse in einer oder in mehreren Lagen vorhanden sind. — LIESEGANG meint S. 36, daß man bisher geneigt war, das Fehlen der Schwanz- und Schnauzenspitze bei vielen in den Lebacher Knollen eingeschlossenen Tierresten auf eine zu-fällige nachträgliche Lädierung zurückzuführen. Davon ist eigentlich nichts bekannt; vielmehr habe ich in den Geogn. Jahresh. 1903 S. 248 eine Erklärung zu geben versucht, welche im Grunde auf Diffusionsvorgängen beruht, zugleich aber auch den Zuzug von gemischten Karbonatlösungen berücksichtigt.

LIESEGANG glaubt nun, daß unter dem Einfluß der in den Knollen noch eingeschlossenen unverwesten organischen Körper, deren Abbauprodukte erst viel später ins Liegende und Hangende diffundierten, zuerst eine Schwefelkiesausscheidung um den Kadaver unter Sauerstoffabschluß erfolgte (Diffusion der abgegebenen organischen Materie und des zentripetal herbeiziehenden eisenhaltigen Wassers); darauf erfolgte, offenbar sehr viel später, eine Umwandlung (unter dem Einfluß einer zentrifugalen Diffusion) des Eisenbisulfids in Eisenvitriol, welches mit den Karbonaten in der Umgebung reagierte, wobei die Abrundungen der Diffusionszone entstehen und das kohlen-saure Eisen-oxydul den Ton nach allen Seiten gebunden hat.

Hinsichtlich dieser Auffassung seien einige Bedenken geäußert. Da es zunächst fraglich ist, ob — da die Größe der organischen Einschlüsse oft in keinem Verhältnis zur Dicke und dem Umfang der Geode stehen — die organische Materie der einzelnen organischen Reste so reichlich Schwefel zur Verfügung stellen kann, um schließlich so reiche Eisenkarbonatausfällung zu verursachen, so muß daher LIESEGANG, um den Erzreichtum zu erklären, zu großen Mengen von in der Nähe der Fisch-reste verfügbarem Eisenvitriol greifen; nun bildet sich nach W. FELD-BISCHOF (vgl. Zeitschr. für angewandte Chemie 1911 XXIV S. 97—103) Eisenbisulfid überall da, wo eisenhaltige Wasser mit nicht basischen, reduzierenden und Schwefel abgebenden Mitteln zusammenkommen, auch bei ge-wöhnlicher Temperatur; es wurde aber festgestellt, daß diese Ausfällung von Eisenkies durch Gegenwart von Zinksalzen verhindert wird. Nun ist in der Tat auffällig, daß Zinkblende wohl mit und neben Bleiglanz und Kupferkies ziemlich häufig in Sedimenten vorkommt, daß aber Zink-blende und Eisenkies, wenigstens als gleichzeitige (paragenetische) Ausscheidungen, sich zu meiden scheinen und daß besonders in den Sphärosideritknollen des Karbons und Permkarbons Zinkblende fast überall vorkommt¹⁾ (vgl. z. B. LASPEYRES in v. AMMON, Erl. zu Bl. Zweibrücken S. 40, 1905). Dann

¹⁾ In den Lebacher Knollen ist Zinkblende eine der häufigsten Ausscheidungen; sie findet sich nicht nur in der Umgebung der Fossilien (Fische und Pflanzenreste), sondern sie tritt auch ziemlich auffällig als Versteinerungsmittel von Knochen auf; ich habe hierauf schon in Geogn. Jahresh. 1891, III, S. 28 Fußnote aufmerksam gemacht; mit Zinkblende ist etwas weniger häufig Kupferkies verbunden; Bleiglanz ist noch seltener; Schwefelkies fehlt scheinbar ganz. Fig. 171, 10 S. 272 in v. GÜMBEL'S Geol. v. Bayern I ist eine Lebacher Toneisensteinseptarie (Orig. K. Oberberg-amt), dessen mittlere Partie im 1:6 (diam) von Zinkblende mit CuS gebildet ist. — Auch die Lebacher Tutensteine führen die genannten Sulfide; gelegentlich sammelte ich ein Stück mit ver-hältnismäßig viel Bleiglanz. A. SCHWAGER hat übrigens neuerdings im Gestein der Bexbacher Sphaerosideritknollen auch Zink nachgewiesen. Es fanden sich in der von ganz regelmäßiger Septarien-zersprengung durchsetzten sehr frischen zinkhaltigen Knolle 86,28% FeCO₃, 2,51 MnCO₃, 0,9 CaCO₃, 0,71 MgCO₃, 9,88 toniger Rückstand; auch hier keine Spur von Schwefelkies. — Unter einem reich-licheren Material von St. Ingberter Toneisensteinen war ein Stück, woselbst Pyrit mit Spateisenstein zusammen vorkommt. — v. AMMON erwähnt nun (Bohrloch von St. Ingbert, Geogn. Jahresh. 1909. XXI. S. 198 etc.) in den sonst nur zahlreiche zinkhaltige Sideritknollen haltenden, karbonatisch gebundenen sandigen Schiefertönen (und Sandsteinen) der Unteren Ottweiler Schichten in einer gewissen Zone auch mehrere Zentimeter große Schwefelkieskonkretionen, in deren Kern Bleiglanz und Zinkblende

verhindert auch das Vorkommen von schwachen Basen wie Kalk die Eisenkiesbildung. Ich bin hierfür der Auffassung, daß der zum Teil sicher kolloidale Ton und die organ. Kolloide, welche ersterem beigemischt sind, durch einen Kalkgehalt des Beckenwassers ausgefällt wurden und in feinschichtigen Absätzen sich niederschlugen (vgl. Geogn. Jahreshette 1912, S. 243). Es läßt sich nahelegen, daß die Beckenwasser von verschiedenen Landgebieten mit verschiedenen Gehalten zusammenströmten und die verschiedenen Gehalte aufeinander ausfällend oder niederschlagend wirkten, wie etwa der ClNa-Gehalt des Meerwassers auf den Tonschlamm von Süßwasseranschwellungen.

Für die Lebacher Geoden und andere in zeitlich und örtlich naheliegenden, verwandten Vorkommen ist es auffällig, daß die eingeschlossenen Petrefakten nicht in einem entfernt ähnlichem Umfang mit FeS_2 verkiest sind; es finden sich Sulfide von Kupfer, Zink und Blei in solchen Fossilien, aber zum Teil nur in geringer Menge in Hohlräumchen von Knochen in dem schwachen Innenbelag; eine Fe-Verkiestung, wozu diese organischen Gebilde neigen (vgl. z. B. Kupferschiefer-Fische etc.) fehlt vollständig; sie ist auch nicht etwa vorhanden gewesen, davon zeugt die immerhin gute Erhaltung der histologischen Struktur z. B. auch des Schmelzes der Fischschuppen.¹⁾ Auch findet sich sonst eine diesfalls geforderte massenhafte Entstehung des Schwefelkieses nicht ohne Konzentration zu größeren Konkretionen, welche aber keinen Ton einschließen, sondern ihn unregelmäßig zur Seite drängen; man vergleiche aber hierzu den sehr gleichmäßigen Gesteinscharakter der Toneisensteine, den gleichmäßigen Tongehalt; an Stelle der primären Pyritkonkretionen müßten sich notwendig Löcher eingestellt haben; es wäre weiter die Wahrscheinlichkeit viel größer, daß die von Pyrit vorher verdrängten, verdichteten und schon durch ihre lange Geschichte konsistenter gewordenen Schiefertone, von dem neu sich ausscheidenden Eisenspat umhüllt, als so ganz gleichmäßig von Eisenkarbonat durchdrungen worden wären.

Außerdem sollte hierbei die Entstehung von Gips berücksichtigt werden, wovon auch bezüglich eines früheren Vorhandenseins in den konservierenden Schiefertönen jede Spur fehlt.

Weitere Tatsachen, welche mit der Ansicht LIESEGANGS nicht gut in Einklang zu bringen sind, folgen noch hier. Es fehlt nicht an Geoden, in welchen keine Fischkadaver, sondern nur deren zerstreute Schuppen- und Knochenreste enthalten sind und zwar in verschiedensten Graden der Auflösung des Skeletts und der Zerstreung der Teile; dennoch hat sich, trotzdem also die Weichteile vor der Bedeckung zum größten Teile bis ganz zerstört sein mußten, die Geode gebildet und zwar von gleicher Größe und Dicke wie bei vollständigen Fischkörpern; dies stimmt nicht mit der Anschauung, daß erst nach Absatz einer sehr langen Zeit die Diffusion der organischen Abbauprodukte in der Umgebung gleichmäßig den Ton nach oben und unten durchsetzte. Eigentlich sollte die Diffusionsphäre nach unten stets einen riesigen Vorsprung haben und die Kadaver sollten alle einseitig und nicht in einer Äquatorialebene der „Geoden“ liegen.

Es legt das nahe, daß wie bei der Bildung von Kieselknollen (vgl. Erl. zu Bl. Ebenhausen 1913 S. 22) Phosphorit, Baryt und Kalkkonkretionen, ja sogar von rein mineralischen Konkretionen, auch bei den Lebacher Knollen die Fossilienreste mehr als Fremdkörper, als Störer des chemischen Gleichgewichts gewirkt haben, an welche sich als an den ersteren und nachher beibehaltenen Konzentrationsanlaß die Lösungen herangezogen haben. Endlich entstehen die Geoden in den Lebacher Schichten auch um einen dickverkohlten Holzrest herum und zwar in genau gleicher Form wie um vollkommene tierische Leichen, um zerstreute Skeletteile oder auch um Kopolithen, welche fast nur aus phosphorsaurem Kalkbrei bestehen und nach ihrer Formerhaltung sehr wenig Substanz abgaben. Die Holzreste erleiden nun auch bei der Verkohlung einen außerordentlich geringen Substanzverlust; Beweis dafür (außer der vollkommenen Formerhaltung selbst der parenchymatischen Teile und der Zellen) ist z. B. daß wenn völlig abschließende stromatolithische Umkrustungen einen Holzrest umschließen, die verkohlte Masse nicht den geringsten Schwundzwischenraum nach der stromatolithischen Hülle zeigt; es ist sehr unwahrscheinlich, daß Art und Masse der abgegebenen und etwa diffundierenden Substanzen hier völlig gleiche Wirkungen hervorrufen soll, wie bei einem Fischkadaver bei außerdem außerordentlich ungleichem Zeitmaß der Zersetzung. Trotzdem die Pflanzenreste so sehr häufig reichlichen Schwefelkies auf sich hinziehen, zeigt so z. B. ein mir vorliegender Toneisenstein gerade mit Kohleneinschluß keine Spur von Schwefelkies.

sich befindet. Auffällig ist aber, daß hier das Bisulfid in der rhombischen Kristallform auftritt, was auf besondere Entstehungsbedingungen hinweist; außerdem ist jedenfalls Zinkblende mit Bleiglanz in dicken Kristallen die erste Ausscheidung. Eine solche Knollenbildung könnte natürlich niemals zu einem Toneisenstein umgestaltet werden.

¹⁾ Die Struktur-verheerende Wirkung der Verkiestung ist jedem Paläohistologen bekannt.

Ich habe schon in Geogn. Jahreshefte 1903 S. 248 und 258 hervorgehoben, daß die Lebacher Knollen von den gewöhnlichen Septarienknollen sich nicht unterscheiden; sie haben auch als „Toneisensteine“ alle Kennzeichen von Kalk-, Mergel- oder Phosphoritseptarien, sei es nun, daß diese organische Reste einschließen oder nicht; sie haben neben der gleichen äußeren Form und der Art ihres Vorkommens ihre regelrechten Septarienzersprengungen und die charakteristischen Kristallauskleidungen der Sprungklüfte mit der Auskristallisation der seltener beigemengten Erze. Es ist gar nicht einzusehen, warum diese nicht die gleiche Entstehungsweise haben sollten wie z. B. die Kalkseptarien des Muschelkalks oder wie die den lebenden *Mallotus* enthaltenden subfossilen Mergelgeoden von der Küste von Grönland. Ich habe in den Geogn. Jahreshäften 1910, XXII, S. 191—192, S. 61, S. 75 mich über die wahrscheinlichen Bedingungen der Entstehung der Septarien ausgesprochen; sie entstehen darnach durch Konzentration von Karbonatlösungen unter Beteiligung von organischen und nichtorganischen Kolloiden, deren Adsorptionswirkung auch der häufige Erz- und Mineralreichtum der Septarien, welcher zum Teil in den Trockenrissen bei der Erhärtung zur Auskristallisation¹⁾ kommt, zu verdanken ist. Es ist hierbei zunächst nicht sehr wichtig, ob die Karbonatlösung als solche wandert oder auch an Stelle der späteren Septarie aus Komponenten der Kalk sofort ausgefällt wird; das nächstliegende ist wandernde Karbonatlösung, deren Vorhandensein und Wirkung bei der Erhärtung von bankigen Kalksteinen und Mergeln ebenso unverkennbar ist, wie (vgl. S. 282) in Ablagerungen mit gemischten Karbonatlösungen in einem Bankkörper mit verschiedenen Erhärtungsgraden und morphologisch charakteristischen Formen verschiedene Karbonatausfällungen auftreten, welche gewisse Beziehungen haben zu den knolligen Septarien in Tonen und Kalken; auch LIESEGANG benötigt reichliche Zufuhr von gelösten Karbonaten, aber freilich nicht im Anfange der Schichtbildung, sondern erst ganz spät nachher.

Es kommt also hier vorderhand darauf an, nahezulegen, daß in den Schichtensystemen, in welchen Geoden nach Art der Lebacher Knollen vorkommen, z. B. in den Kuseler und Lebacher Schichten des Unterrotliegenden der Rheinpfalz, auch Kalklösung während der Ablagerung in zur Ausfällung Anlaß gebender Menge vorhanden sein konnte. Da nenne ich zuerst die Ablagerungen mit Oolithen und Stromatolithen und zweitens die Vorkommen von mergeligen und nicht mergeligen Tutensteinen, entweder zugleich mit ersteren in den gleichen Schichtregionen nebeneinander oder auch stellvertretend weit auseinander (vgl. z. B. meine Ausführungen in Erl. z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 115, 116, S. 171 unten, S. 172 unten, S. 173 im Jahrb. f. M., G. u. P. 1908 S. 114 u. ff.).

Tutenkristallisationen kommen vor im Anschluß an Stromatolithen und Oolithbänkchen in Schiefer-tonen, wobei diese Kalkausscheidungen als Kernlager für die Tutenkristallisation des Tons dienen; sie kommen auch in den Lebacher Schichten ohne solche Kernlage vor, schließen sich aber auch an die Toneisensteingeoden an und sind eng einseitig mit ihnen verwachsen (Fig. 8, Beil.); sie bilden sich aber auch im Hangenden und Liegenden von dünnen Dolomitschmitzen zwischen den Schiefer-tonen, welche nicht ganz autochthone Ausscheidungen sind, sondern nach der Böschungsstruktur Verschwemmungen von feinkörnigen Dolomitausfällungen des gleichen Sedimentierungsbodens darstellen (vgl. Fig. 2, 4, 5); diese Tutensteine sind zum Teil ziemlich grobkörnig kristallisiert, zum Teil sehr dicht und ganz vom Habitus der von A. SCHWAGER analysierten (l. c. 1903 S. 217) karbonischen Tutensteine von Staffordshire; ich habe sie nicht nur ziemlich häufig im Anstehenden gesammelt, sondern auch in den alten Halden von Lebach, wo sie bei ihrem verhältnismäßig viel geringeren Eisenspatgehalt abgefallen waren. Ihre Verbindung mit den Toneisensteingeoden ist so, daß diese als ältere Ausscheidungen zu gelten haben. Was nun die Tutensteine selbst betrifft, so sind es geodenartige, entostratische Karbonatkonkretionen in „Ton“ und zwar mit Einschließung und nur untergeordneter Ausschaltung des Tones, also Entstehungen nach Art der Kristallsandsteine von Fontainebleau;²⁾ der

¹⁾ In den Septarienklüften dieser Geoden zeigt sich häufig eine außerordentlich feinfaserige, weiche, hellweiße Ausscheidung, welche zweifellos eine Ausfällung ist, die der Geode angehört; nach einer Analyse von A. SCHWAGER ist es eine ganz kaolinartige Substanz und scheint eine Ausscheidung aus kolloidaler Lösung zu sein; der Fundort ist Schwarzenbach bei Lebach.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Org. + H ₂ O	
46,92	37,50	2,52	0,09	0,12	0,27	0,14	13,16	Summe 100,72.

²⁾ In den permokarbonischen Sandsteinen des Pfälzer Sattels, z. B. in den oberen Oberen Kuseler Schichten kommen kristallisierte Sandsteine ziemlich umfangreich vor; in den sehr karbonatarmen Sandsteinen der Unteren Lebacher Schichten fehlen sie fast, dagegen finden sich hier die Tongallen sehr häufig von Schwefelkies imprägniert; die späte Zersetzung dieses Gehaltes an FeS₂ veranlaßt die hier häufige „Durchsinterung“ mit Systemen von Limonitschnüren; eine Umwandlung in Eisenkarbonat konnte in diesen ziemlich durchlässigen den Tagwassern zugänglichen Schichten aber nicht beobachtet werden.

Ton hat zur Zeit der Auskristallisation der Karbonate, nach oben und unten von einer häufig Fossilreste führenden Kernlage aus, in den mir bekannt gewordenen Fällen noch nicht jene Bindung und Erhärtung der feinsten Zuwachslagen zu Schiefen besessen, sondern war noch von der Zeit des Absatzes her gleichmäßig durchtränkt mit Wasser und den dem Ton beigemischten Lösungen, welche auch schon während der Sedimentation in auffälliger Weise gelegentlich zur Ausfällung kamen, z. B. in eisenkarbonatführenden Dolomit- und Kalkbänken, in den unterrotliegenden (diese Stoffe meist in größerer Menge führenden), sogen. Tonsteinen und in struieren Ausfällungen stromatolithischer und oolithischer Art. Völlig ausgebildete Schiefererhärtung hätte auch keine Tondurchtränkung mit Kalkausfällung, sondern nur eine Tonaufblätterung mit einfach quersfasrig in den Fugen ausgeschiedener Karbonatbildung verursacht. Wir müssen für die kristallisierten „Geoden“ in den karbonischen und permkarbonischen Ablagerungen noch lediglich einen sehr primitiven Zustand der Tonschichten annehmen; in diesem könnten auch die Diffusion und Konzentration (vgl. Geogn. Jahresh. 1903 S. 258) noch wenig behindert angenommen werden.¹⁾

Wie erwähnt, ist die beobachtete Art der Zusammenwachsung von kristallisierten und nicht kristallisierten Lebacher Konkretionen gelegentlich außerordentlich eng und zwar so, daß die letzteren die älteren zu sein, bzw. einen Bildungsvorsprung gehabt zu haben scheinen. Da ist es nun wichtig, die chemische Zusammensetzung der beiden Entstehungen zu berücksichtigen. Die von LIESEGANG S. 56 mitgeteilte Analyse von A. SCHWAGER (in Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 40) ist nicht an einem Lebacher Knollen vorgenommen, sondern an einem aus den Saarbrücker Schichten; die Knollen enthalten hier auch nicht entfernt jenen Fossilreichtum, wie die Lebacher Geoden; eine Analyse der Lebacher Toneisenstein-Knollen ist in GÜMBELS Geol. v. Bayern I S. 185 enthalten; ihr sei eine von A. SCHWAGER angefügt, von einer mit einem Tutenstein verbundenen Lebach-Geode. Es zeigt sich hier das Verhältnis von Eisen- zu Magnesium- zu Kalkkarbonat wie 58 (bzw. 61,14) zu 4,3 (bzw. 4,76) zu 7,24 (bzw. 2,81), bei dem St. Ingberter Vorkommen 69,5 : 7,7 : 1,5. Zwei Tutensteine von Lebach zeigen nach einer übersichtlichen Bestimmung durch A. SCHWAGER das Verhältnis 17 (bzw. 10) zu 29 (bzw. 29) zu 35 (bzw. 58). Bei dem Staffordshire-Vorkommen ist das Verhältnis nach A. SCHWAGER'S Analyse (l. c. 1903. S. 214) 10 : 27 : 52. Das Verhältnis der Karbonate bei beiden Arten von Konkretionen ist also gerade umgekehrt und es sieht aus, als ob eine Differenzierung derart stattgefunden hätte, daß durch die ältere, rascher erfolgende, und daher dicht-amorphe Ausscheidung (Geode) ein Teil der Substanzen der Gesamtlösungsbeigabe der Tone in gewissem Verhältnis entzogen war und im umgekehrten Mengenverhältnis die Reste der Gesamtlösung in der späteren, langsameren und daher kristallisierten Konkretion (Tutensteine) auftraten.

Analyse von Konkretionen aus Lebacher Schichten von A. SCHWAGER.

	1 Toneisensteingeode aus den Lebacher Schiefern	2 Großkristallisierter Tutenstein mit der Toneisensteingeode 1 verwachsen	3 Dichter feinkristalli- sierter Tutenstein aus den Lebacher Schichten
Ca CO ₃	7,24	58,74	35,95
Mg CO ₃	4,76	29,59	29,58
Fe CO ₃	61,74	10,27	17,02
Mn CO ₃	11,28	0,98	2,46
Si O ₂	10,54	0,85	12,87
Al ₂ O ₃	1,74	0,20	2,32
Organ.	2,81	—	—
Summe	100,11	100,63	100,20

Diese hier vorgetragene Ansicht, daß die Geodenbildung in ihren verschiedenen Arten nur eine Form der ersten Erhärtung und Festigung der Schieferformation unter Beteiligung der von

¹⁾ Wer, wie der Verfasser die Tutensteine und Geoden in zahlreichen Tagaufschlüssen untersucht hat, muß sich gegen die Auffassung wehren, daß die eigentliche Geodenbildung einem späteren, im Gefolge von tektonischen Veränderungen und von Gesteinsumwandlungen eingetretenen Einrücken in die Oxydationszone angehören soll; während die Entstehung dieser Knollen in den früheren Stadien der Diagenese geschah, gehört nur die „Verockerung“ der Spateisensteine in ihre späteren Stadien und ist „Metamorphose“.

Anfang eingeschlossenen Lösungen ist, hat ein Analogon in der in allen Kalkformationen häufigen knolligen Erhärtung von Kalkbänken selbst; ich habe diese im Muschelkalk (Geogn. Jahresh. 1910 S. 823 u. S. 192) eingehend behandelt; es sollen „knollige Erhärtungen ganzer Bänke unter Zerteilung des Lösungsgemischs“ stattfinden, wobei nach Art der Septariensprünge verteilte, wandartige Zwischenmittel (zwischen den knolligen Kernen) entstehen, deren Substanz ebenso die Hangend- und Liegendflur der Bank bilden können; die Kerne bestehen hier aus reinem Kalk mit etwas mehr Eisenkarbonat, die septarienartigen Zwischenzüge aus tonreicheren kalkärmeren Ansammlungen, in welchen vielmehr Magnesiumkarbonat angereichert erscheint; die oben (S. 281) gegebenen Darstellungen über die Aggregierungsformen von Auskristallisationen von Gips in einem Lösungsgemisch, bei welchen einerseits dichte, andererseits kristallinisch struierte Partien regelmäßig verteilt auftreten, müssen in diesem Zusammenhang klärend angeführt werden.

Ich habe im Vorstehenden diese meine schon früher geäußerten Anschauungen über die Entstehung der Geoden und Septarien in den Lebacher etc. Schichten nochmals zum Ausdruck gebracht, weil die von R. E. LIESEGANG gegebene Ableitung mir mit einem großen Teil geologischer Tatsachen bis jetzt noch zu wenig in Einklang zu stehen scheint. Ich möchte noch hinzufügen: Wenn die organische Substanz in diesen Schiefertönen und bei diesen Vorgängen eine Rolle spielt, so meine ich, hat sie sich schon größtenteils vorher in gewissem Umfang zersetzt, ehe sie mit der Einbettung in die Sedimente und ihren Wasser- und Lösungsspeicher sich verteilte und hat bei der Konkretionierung wandernd, adsorbierend und durch ihre weiteren Umwandlungen ausfallend gewirkt.

3. Über die Struktur und Entstehung der Tutensteine.

Hierzu Beilage zu S. 288 mit Fig. 1—8.

Ich habe bei mehreren Vorkommen von „Tutensteinen“, d. h. von konkretionär mit Karbonaten von Ca, Mg und Fe zu „kristallisierten Mergeln“ umgewandelten Tönen eine der Lagerung der sie einschließenden Schichten entsprechende feine Bänderung im Innern nachgewiesen, welche an den die Kegel oder Tuten trennenden Fugen (mit Toneinschaltungen) in regelmäßiger Weise unterbrochen und deren Teile in treppenartigen Absätzen verlegt erschienen, wie auch die Oberfläche der Konkretionen mit entsprechenden rundlichen Absätzen versehen ist (vgl. Fig. 1, 3, 6). Diese Bänderung hielt ich für einen Rest der in die Kristallisation eingeschlossenen Schichtung der Tone und die Absetzungen hielt ich für Folge einer an den stärkeren und schwächeren Kristallisationsfugen und im Innern der zerklüfteten Masse eingetretenen Entkalkung, wodurch ein Zusammensitzen ermöglicht werden könnte; die Toneinschaltungen wären darnach zum Teil Rückstände der Entkalkung.

Inzwischen fand ich Tutenstruktur in einem Karbonatgang, wobei sich feststellen ließ, daß eine sehr ähnliche Lamellierung einer zweifellosen Zuwachsschichtung entspricht; demnach war die Frage aufzuwerfen, ob denn noch unbedingt ein solches Absetzen der Lamellen auf eine Raumverminderung im Innern hindeuten muß, ob man es hier nicht vielleicht mit Kristallisationsvorsprüngen oder -vorstößen zu tun hätte, welche in einer Art Zuwachsschichtung zum Ausdruck käme. Zudem war hierbei an Beweisen für Auflösung nichts zu finden.¹⁾ — Bei der ferneren Aufmerksamkeit nach weiteren Beweisen fand ich Anfang 1912 auch an mikroskopischer Tutenstruktur die Lamellierung und ihre Absetzungen bei sicher nicht im Innern raumverminderten oolithoiden Gebilden. Da erhielt ich gleichzeitig einige Diffusionspräparate von Herrn Dr. R. E. LIESEGANG zum Geschenk; darunter „Eisbildung in dünner Gelatinegallerte“, welche ganz gleichartige Zuwachslamellierung mit Absetzungen — natürlich ohne die Möglichkeit einer nachträglichen Raumverminderung darlegte. — Herr LIESEGANG gestattete mir die Benützung seiner Präparate, deren Verwertbarkeit ich ihm darlegte, zum Zweck einer Erklärung der Dislokationen in der Tutenstruktur. Er kommt neuerdings selbst (Naturwiss. Wochenschr. 1913 Nr. 25, Innere Rythmen im Pflanzenreich) auf Ähnliches zurück, indem er nach E. KÜSTER (Beitr. zur entwicklungsmech. Anatomie der Pflanzen) die

¹⁾ GOETHE hat diese Erscheinung offenbar auch gekannt; er spricht in „Gestaltung anorganischer Massen“ 1824. Absatz 10 von „eingesinterten Gangarten“, „deren Solidescenz die zarten Streifen mit vertikalen Klüftchen durchschneidet und die horizontalen Linien bedeutend vorrückte, daß die einen gehoben und die andern niedergehalten würden“; er vergleicht diese Verschiebungen mit den „Rücken“ im Riegelsdorfer Flöz, womit nach F. MEISECKE ursprünglich die horstartigen Lagerungsstörungen dieses Flözes gemeint sind. Ich habe die Worte GOETHE'S schon Geogn. Jahresh. 1910 S. 92, Fußnote, wiedergegeben; sie wären wohl — wie überhaupt der Begriff der Solidescenz bei GOETHE — dem geschichtlichen Überblick „Kristallisationskraft“ von R. E. LIESEGANG (Naturw. Umschau der Chemiker-Zeitung 1913 S. 182) hinzuzufügen.

Abbildung eines Präparats in Fig. 2 reproduziert, welches Störungen in der Schichtung eines gebänderten Trinatriumphosphatniederschlags in einer Gelatineschicht darstellt, welche „der Geologe als nachträgliche Verwerfungen bezeichnen würde, wenn ihm nicht ausdrücklich gesagt werden müßte, daß sie primär entstanden sind“. — Diese Abbildung stimmt so völlig mit dem mir überlassenen Präparat R. E. LIESEGANGS überein, daß ich nicht nötig habe, dieses abzubilden.

Die Schichtung läßt erkennen, daß es sich um gleichzeitige „rythmische“ Ausfällungen handelt, welche aber in getrennten Sektoren ein ungleichmäßiges Vordringen haben, dabei jedoch seitlich zusammenwachsen, so daß die Bänder nicht ineinander übergehen, sondern aneinander an- und abstoßen.¹⁾ Die Grenzlinie ist eine scharfe und ziemlich radial-gradlinige, wobei ihr näher dem Ausgangspunkt der Kristallisation eine Einbuchtung zwischen zwei Sektoren (noch mit Kontinuität der Bänder) entspricht; die Einbuchtung führt bei starkem Zuwachs der vorragenden Partien aber rasch zu einer Unterbrechung der Bänder und einem seitlichen, diskordanten Zusammenstoßen der ungefähr radialgestreckten Seitengrenzen der Sektoren.

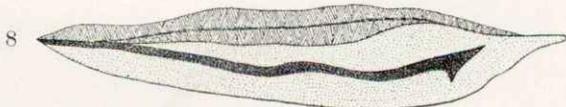
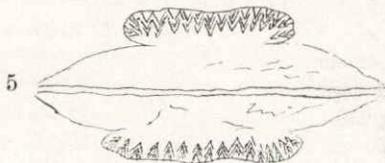
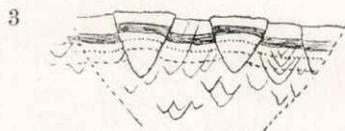
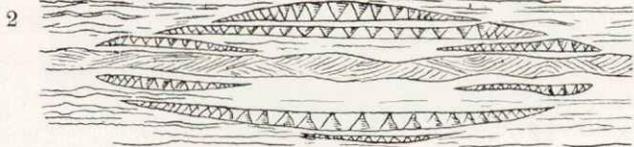
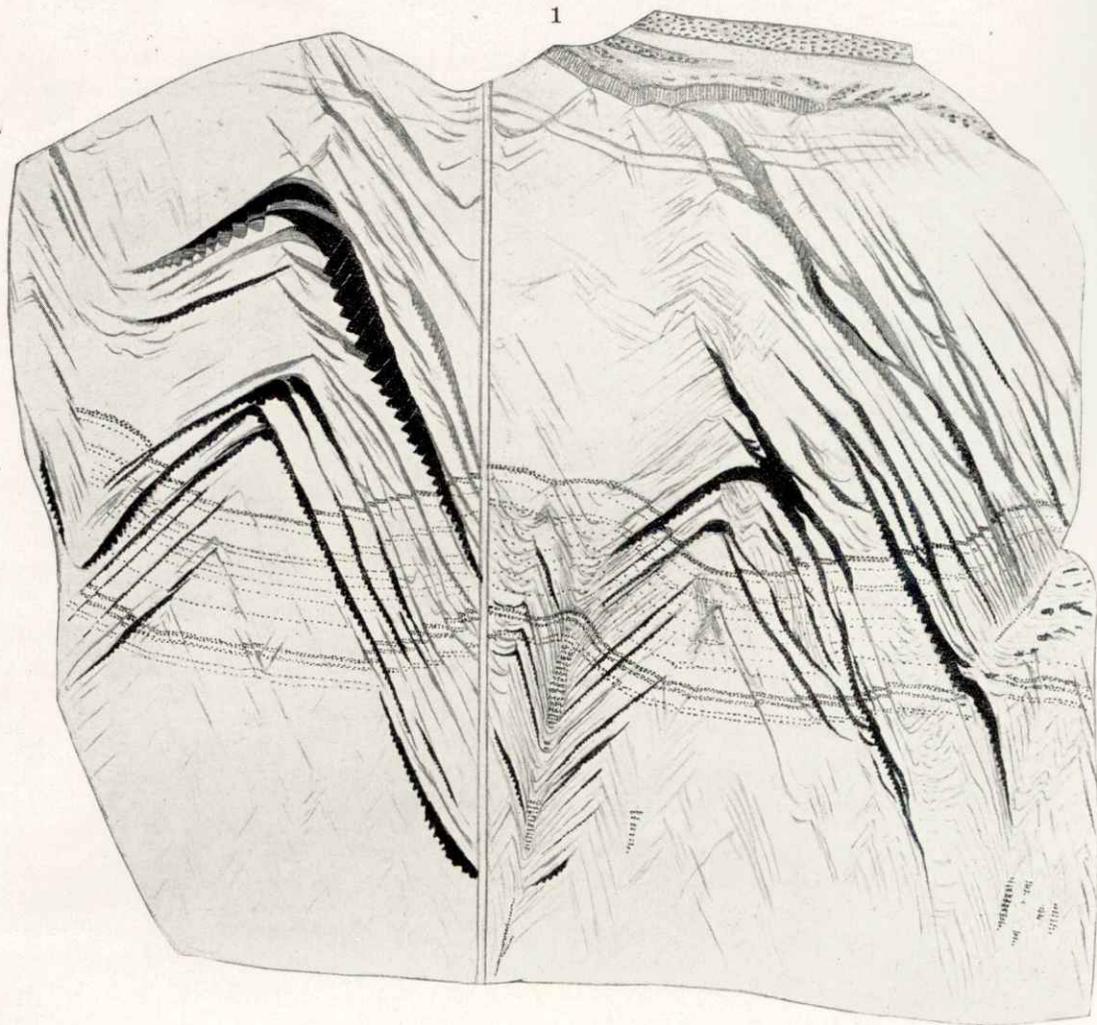
Will man nun das auf die Tutenstruktur anwenden, so müssen die oben erwähnten Ausschnitte der Zuwachslamellen, vgl. Beil. Fig. 1, welche am weitesten vom Ausgangspunkt der gesamten Verkalkung wegliegen, am raschesten vorgeschritten sein. Nun liegen aber die am weitesten von der Kernlage entfernten Lamellenausschnitte der Bänderung hier in jenen häufig eng kaminartigen, nach außen sich schwach trichterartig-zylindrisch erweiternden Radialräumen, welche die geringste kristallinische, insbesondere geringste einheitlich kristallisierte Bindung besitzen, wobei sich nur stellenweise eine radiale, fein dendritische Durchwachsung nachweisen läßt. Nach den Mittelregionen der scheinbar regelmäßiger und einheitlicher kristallisierten Masse zeigt sich aber die tiefste Lage der Lamellenausschnitte, woraus das geringere Vorrücken der Kristallisation hier gefolgt werden müßte. Hier finden sich auch dem rhomboëdrischen Kleingefüge der Kristallisation im Radialschnitt nahezu konforme, stärkere und größere Grenzflächen mit treppenförmigen Abbiegungen (von Runzeln); auf diesen liegen mehr und weniger dicke tonige Interpositionen, welche ich wenigstens zum Teil für Auflösungsresiduen hielt, während andere Forscher, wie COLE, lediglich für den von der Kristallisation ausgetriebenen Ton; durch diese Grenzfläche sind eben die Unterbrechungen und Absetzungen der Zuwachslamellenausschnitte bestimmt.

Nach der früheren Anschauung wäre in diesen Kaminen oder „Kegelachsen“ der Rest der Lösung auskristallisiert, während nach den seitlichen Mittelregionen die Lösung sich zu erst konzentriert hätte; es hatten sich bei dieser Auffassung mehrere Schwierigkeiten ergeben, deren Hebung versucht wurde. Nach der nunmehr oben angedeuteten Erklärung wäre umgekehrt in der Kegelachse eine raschere Kristallisation, ein stärkeres radiales Vordringen der Kristallisationszuwachsänder erfolgt; hiermit würde übereinstimmen, daß die Kristallisation hier eben nicht einheitlich und wenig individualisiert wäre, welche Erscheinung eben nach alten Erfahrungen an ein langsames Wachstum geknüpft ist. Das raschere Wachstum aber mit seinem diffusen, mehr nach Art von Kristallskeletten geschehenden, weniger einheitlichen Vordringen wäre geeigneter gewesen, den Ton völlig in die Ausscheidung einzuschließen, während dessen Verdrängung nach den „Schaltflächen“ durch das mit größeren geschlossenen Kristallflächen vordringende Wachstum verständlich würde. Die Annahme von Lösungsvorgängen würde hierbei ganz unnötig gemacht. Außerdem könnte verständlich gemacht werden, daß in den „Achsenregionen“ die Linien der Zuwachsänderung als Linien rythmischen Anschwellens der Kristallisationsdichte zahlreicher sind, als in den Mittelregionen; es wäre das also kein besserer Erhaltungszustand, sondern ein Ausdruck des möglichen Gegensatzes, daß bei langsamerer einheitlicher Kristallisation die innerlich verursachten Unterbrechungen weniger zahlreich sein werden als bei rascherer diffuser Kristallisation.

Es wäre hiermit auch der Forderung Genüge geleistet, daß der rascheren Ausfällung auch das dichtere Gestein entspräche, jene Gesteinsausbildung, welche z. B. dem Verhalten der den Tutensteinen so oft engstens benachbarten, dichten Toneisenstein-Geoden am nächsten käme (vgl. oben S. 282 und S. 286). Unter diesen Voraussetzungen ist auch leichter die so häufige Erscheinung zu erklären, welche ich die „Ergänzung“ der Kegelachsenräume an ihrem äußeren Ende genannt habe; es greift hier am Schluß der Konkretionsbildung und der Abrundung beim Nachlassen des Lösungszuzugs und langsamen Wachstums die einheitliche Kristallisation auch in die Räume der vorher diffusen Erhärtung über.

¹⁾ Wenn die Kristallausscheidungen einander entgegenwachsen würden, so würden zuletzt schmale radiale Zwischenbänder ohne Ausscheidungen entstehen (vgl. oben S. 281), da sie aber radial fast parallel auswachsen, so stoßen die Zweige in scharfer Grenzlinie seitlich zusammen.

1



Noch einer weiteren Beobachtung ist hier zu gedenken, es handelt sich um eine sehr interessante Feststellung, welche W. DEECKE (Zentrabl. für Min. etc. 1906 S. 722 Fig. 1—4) veröffentlicht hat. Er beobachtete in einer sandigen Strandablagerung die Entstehung kegelförmiger Konkretionen innerhalb eines Wechsels von gröberem Sand und feinsandigen dunkleren (kohlig) schwach kalkhaltigen Lagen. Nach einem einen Tag dauernden Regen entstanden diese mit ihren Spitzen nach unten gerichteten Kegel binnen einer Austrocknungszeit von über 12 Stunden. Der Regen sammelte sich besonders in den Windfurchen, welche das Wasser auffingen und versitzen ließen; die Kegel (s. Beil. Fig. 7) haben auf ihrem Mantel eine deutliche Ringelskulptur, ebenso wie auf der Basis, welche zuweilen wieder kegelförmig erhöht ist; es ist morphologisch das unverkennbare Bild der Kegelablösungen bei der Tuten- oder Nagelstruktur. Was hier aber fehlt, das ist nur der seitliche Zusammenschluß der Konkretionsanlagen zu einem kuchenförmigen Konkretionsaggregat. Dieses würde dadurch erreicht sein, daß die Zwischenräume zwischen den Kegelanlagen durch eine einheitliche Verfestigung geschlossen würden, wie dies auch schon durch die kragenförmigen Verbindungen zunächst der Kegelbasen nach der Darstellung DEECKE's wohl angedeutet ist; es ist unterbrochene, unvollständig gebliebene Tutenstruktur; die Erhärtung ist auch eine recht geringe und wenig geschlossene.

Nach dieser äußerlichen Vergleichung der Sandkegel mit den Tutensteinen könnte man schließen, daß bei letzteren, wie oben für Tutenstruktur schon nahegelegt, die Kegelaachsenräume (Sandkegel) sich zuerst anlegen, während die Bildung der Mittelräume zwischen ihnen nachfolgt.

Bezüglich der Entstehungsart ist folgendes vor auszuschicken; die Sandkegel entstehen an einer kalkhaltigen humosen Schicht und DEECKE vermutet, daß die verhältnismäßig feste Konsistenz der Kegel auf einer Wiederausscheidung des nach tatsächlichen Anzeichen aus dieser Schicht zum Teil aufgelösten Kalks beruht.

Ich stelle mir die Sache so vor: nach dem starken Regen wurde der Sand mit seinen verschiedenen Schichten gleichmäßig mit dem gasreichen Niederschlagswasser durchtränkt und konnte sich in den mürben Schalenresten mit Kalk anreichern; dieser Gehalt mußte sich bei dem darauffolgenden starken Verlust an den Lösungsmitteln (Austrocknung) wieder ausscheiden; es geschah dies natürlich senkrecht zur Oberfläche (bzw. zu den Lagenflächen) zuerst in radialen Zonen diffuser und rascher Ausfällung, an welche sich bei nachlassendem Lösungsgehalt nach jeder Seite zu eine regelmäßiger schloß, vielleicht noch in Form von Kristallskelettanlagen, deren Abzweigungen die auch bei Tutensteinen bekannte Ringelskulptur des Mantels hervorriefen. Bei den unter den obwaltenden Entstehungsumständen nur in verhältnismäßig geringem Maße zur Verfügung stehenden Kalklösungen konnten sich die „Mittelräume“ zwischen den Kegeln nicht mehr ausfüllen und man muß mit DEECKE übereinstimmen, wenn er dies für Konkretionsbildung in statu nascendi erklärt; man kann von Konkretionen reden, ob sie nun am Land oder unter ständiger Wasserbedeckung oder sogar unter weiterer Sedimentbedeckung entstehen.

Wichtig scheint mir hervorzuheben, daß derartige im Innern eines Sediments lediglich mit Hilfe von einfacher Kalklösung entsteht, wie ich dies für die Tutensteine überhaupt annehme.

K. ANDRÉE hat mit diesen Sandkegeln auch gewisse Strukturen in paläolithischen Sandsteinen verglichen und darauf paläogeographische Schlüsse gegründet (Geolog. Rundschau Bd. III Nr. 8 S. 543). Nach mehreren mir von ihm freundlichst überlassenen größeren Probestücken der Marburger Vorkommen stehe ich nicht an, auszusprechen, daß ich diese für Bruchstücke vollkommener Tutensteinkonkretionen halte, deren ursprünglicher Karbonatgehalt bei der Quarzitisierung verloren ging; die Bildungsbedingungen sind nicht ganz gleiche wie bei den „Sandkegeln“.

Die Übertragung des durch DEECKE beobachteten Stadiums der Ontogenese einer Tutenstruktur darf aber nicht mit allen begleitenden Einzelheiten auf die übrigen Vorkommen von Tutensteinen geschehen; es ist ja z. B. denkbar, daß die für jene Sandkegelbildung charakteristischen Umstände: geringer Lösungsgehalt und relativ rascher Verlust des Lösungsmittels nach oben und außen auch durch andere Umstände als gerade durch Austrocknung, z. B. durch eine sehr aufsaugungsfähige Deck- und Liegendlage geschehen kann; es müßte daraufhin die Umgebung der Vorkommen genau geprüft werden. Daß ein Abzug des Lösungsmittels auch nach unten, d. h. ins tonige Liegende erfolgen kann, dafür scheint die Bildung der Lage mit den inversen Kegeln vieler Vorkommnisse zu sprechen.

¹⁾ Als Rest der Gesamtdurchtränkung in zentripetalem Rückzug des Lösungsmittels nach den Kegeln zu bei der Austrocknung wäre die von DEECKE beobachtete „konzentrisch schalige Durchfeuchtung“ zu deuten.

Erklärung der Beilage zu S. 288.

Fig. 1. Querschnitt durch einen Tutenmergel (vgl. Geogn. Jahresh. XV, 1902, S. 182, Taf. III Fig. 1) in $\frac{1}{10}$ nat. Größe; in der Breitenmitte von einem senkrechten zweiten Schnitt durchsetzt, zeigt rechts davon einen mittleren Vertikalschnitt durch den „Kamin“ einer Kegelachse, während an den beiden Rändern des Bildes ungefähr gleichartige, mehr seitlich getroffene Kegelachsen durchschnitten sind. Zwischen diesen dreien zeigen sich die kappen- und dachförmig angeordneten, einseitig verstärkten Toneinschlaltungen in den gleichartig und einheitlich kristallisierten Mittelregionen. In der Höhenmitte des Bildes zeigt sich eine feine Bänderung, welche als Zuwachsbänderung aufgefaßt werden kann. Die Unterbrechungen dieser Bänder mit den Versetzungen der Teilstücke würden beweisen, daß im Raum der Kegelachsen ein Vorsprung der Kristallisation eintrat (S. 287).

Fig. 2. Bild einer Tutensteinkonkretion mit schichtmäßigen Unterbrechungen und einer mittleren Kernlage mit Strömungsanzeichen; typisch für gewisse Vorkommen in den Lebacher Schichten, Kopie nach GRESLEY (Quarterl. Journ. Geol. Soc. Vol. L Taf. XXXV Fig. 1—2) (S. 285—286).

Fig. 3. Kopie nach GRESLEY zeigt die kleinen „Verwerfungen“, welche GRESLEY als Folge eines Seitendrucks bei der Verdickung der Konkretionen ansah (S. 287).

Fig. 4—5 zeigen verschiedene Formen der Tutenkonkretionen mit Kernlagen; die dichteren Massen rascherer Ausfällung sind nach der Kernlage, die großkristallinen (langsame Ausfällung) mehr nach außen geordnet; Stadium des nahenden Lösungsaufbrauchs (S. 286).

Fig. 6 zeigt die Lageunterschiede gleichwertiger Bildungsabsätze zu beiden Seiten einer Toneinschlaltung auf der Oberfläche des Tutenkegels.¹⁾ Tutenstein von Staffordshire vgl. Geogn. Jahresh. I. c. Taf. II, Fig. 6, 7 u. 12 (S. 287).

Fig. 7. Von der Schichthülle bloßgelegte Sandkegel nach W. DEECKE (Centralbl. f. Mineralogie etc. 1906 S. 721) (S. 290).

Fig. 8. Toneisensteingeode mit eingepaßter Tutensteinkonkretion aus den Lebacher Schichten; die Geode enthält ziemlich viel Zinkblende und Kupferkies und führt als Geodenkern einen an Mineralsubstanzen sehr armen, in seiner Dickenverkohlung frischen und wohl erhaltenen Pflanzenrest, welcher an der linken Seite auf die Oberfläche ausstreicht und hier die Basis der Tutenkonkretion bildet.

„Englburgit“ vom Wenneberg im Ries.

Von Dr. Matthaeus Schuster.

(Mit 1 Abbildung.)

In seiner petrographisch-geologischen Studie über „Das Passauer Granitmassiv“ (Geogn. Jahresh. 24. Jahrg. 1911) beschreibt A. FRENTZEL (S. 145) unter seinen Fürstenstein- und Salzwegdioriten ein merkwürdiges Gestein von dem Bruch südöstlich der Englburg, das noch schöner im Süden des Granitmassivs in dem verlassenen Dioritbruch bei Salzweg vorkommt. Er nennt das Gestein „Englburgit“; es unterscheidet sich von den übrigen Dioriten durch zahlreiche weiße Flecken, die fast regelmäßig einen bräunlich-gelben Kern von Titanit führen. Nach FRENTZEL bestehen die bis $\frac{1}{2}$ cm großen Flecken aus einem einheitlichen Feldspatmaterial, zumeist Mikroklin, seltener Orthoklas, oder Oligoklas, vielfach einen Kern umhüllend, der von einem idiomorph ausgebildeten Titanitkristall von 1—3 mm gebildet wird. Die unmittelbare Umhüllung des Titanitkerns besteht aus Quarz und Feldspat. Besonders die Plagioklase scheinen ziemlich rasch nach den Titaniteinsprenglingen ausgebildet worden zu sein, da man gar nicht selten die idiomorphe Auskristallisation dieser durch die Bildung der Kalknatron-Feldspäte beeinträchtigt sieht.“ FRENTZEL verweist schließlich auf das in den Geogn. Jahresh. beschriebene und abgebildete Analogon im Wenneberggranit des Rieses.²⁾

Durch die Güte der Herren Geh. Hofrat Prof. Dr. KONRAD OEBBEKE und Prof. Dr. MAXIMILIAN WEBER wurde ich auf die große, äußerliche Ähnlichkeit aufmerksam gemacht, die eine von ersterem gesammelte und mir freundlichst zur Verfügung gestellte feinkörnige, glimmerreiche Probe des Wenneberggranites mit dem Englburgit zeigt. — Eine Nachprüfung des von mir seinerzeit gesammelten Materials bestätigte diese Ähnlichkeit, die besonders an einigen in der Sammlung der Geognostischen Landesuntersuchung erst in letzter Zeit vorgefundenen Proben vom Wenneberg hervortritt, die vor etwa 25 Jahren Dr. H. THÜRACH aufsammlte, der auch den Titanitreichum der Gesteine auf der Etikette bemerkte.

¹⁾ Diese Unterbrechung ist im Innern der Kristallmasse als schmales dunkleres Band erkenntlich.

²⁾ M. SCHUSTER, Das dunkle Ganggestein („Wennebergit“) im Granit des Wennebergs im Ries. Geogn. Jahresh. 18. Jahrg. 1905. S. 45.

Eine erneute mikroskopische Nachprüfung der Wenneberggranitproben ergab in der Tat auch hier eine Übereinstimmung mit Englburgit vom bayerischen Wald. Die in manchen Schlifften sehr reichliche Führung von Plagioklasen und von Hornblende, neben Quarz, Biotit, Orthoklas, stellt den Wenneberggranit übrigens recht nahe zu der Familie der Diorite, wenn er nicht überhaupt besser als Quarzdiorit zu bezeichnen ist. — Jedenfalls sind gewisse, besonders feinkörnige Modifikationen des Gesteins (fg der Zeichnung S. 44 loc. cit.) so völlig dem merkwürdigen Gestein von der Englburg entsprechend, daß die Bezeichnung „Englburgit“ auch für sie berechtigt ist, ohne daß irgendwelche geologische Folgerungen daran geschlossen seien.

Im Nachstehenden seien noch einige Worte dem besonderen Merkmal unseres Gesteins, dem Titanit, gewidmet, besonders, weil sich eine von der früher vertretenen Bildungsweise desselben abweichende Ansicht daran knüpft. — In meiner ersten Abhandlung über den Wenneberggranit und das ihn durchsetzende Ganggestein¹⁾ ist (S. 47) ein Titanitkristall in der für ihn bezeichnenden Briefkouvertform beschrieben und abgebildet, der merkwürdige „Durchwachsungen“ mit Feldspäten zeigt. Hieraus wurde auf eine relativ späte Ausscheidung des Titanits, etwa zusammen mit dem Feldspat, geschlossen.

In nebenstehender Abbildung ist ein Titanitkristall wiedergegeben wie er sich in einem Dünnschliff von einem von Dr. H. THÜRACH gesammelten Handstück fand. Der mit einer gewissen Absichtlichkeit im Bilde kristallographisch unrichtig orientierte Kristall stellt einen Querschnitt dar durch die etwas verzerrte Briefumschlagform. Die Auslöschung bei gekreuzten Nicols ist genau symmetrisch zu den beiden stumpfen Winkeln, durch welche die kristallographische c-Achse geht. Der eine Winkel beträgt 137° , ist also fast genau der Kristallwinkel (136°), der andere 144° . An zwei Stellen ist die pyramidale Kristallungrenzung durchbrochen; der Kristall zeigt hier Einbuchtungen, nicht unähnlich der Höhlung eines kariösen Zahnes. Diese etwas rundlich umgrenzten Buchtungen sind mit Feldspatmaterial der nächsten Umgebung des Titanits ausgegossen. Die obere



Titanitkristall in scheinbarer Verwachsung mit Feldspat.
„Granit“ (Englburgit) vom Wenneberg im Ries.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Gewöhnl. Licht.

Lücke ist mit einem anscheinend orthoklastischen Karlsbader Zwillings, die untere, mit dem rundlichen Erzkorn, von Plagioklas erfüllt, dessen Zwillingsstreifung leicht angedeutet ist. — Diese beiden Einbuchtungen hielt Herr Dr. O. M. REIS, dem ich das Präparat zeigte, nicht für eine Durchwachsung gleichzeitig sich bildender Minerale. Im Verein mit der verzerrten Kristallform erinnern sie tatsächlich auf das Getreueste an Korrosionserscheinungen des Olivins. Diese merkwürdige, zum Teil bis zur völligen Zerstückelung des Titanits gehende „Durchwachsung“ mit Feldspat könnte vielleicht, wie Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS vorschlägt, auch anders erklärt werden. Es ist nicht nötig, eine so abnorm späte Ausscheidung des Titanits anzunehmen. Die Titanitkristalle, die bis 3 mm groß werden können, sind als in der ersten Gesteinsbildungsperiode ausgeschiedene Einsprenglinge aufzufassen, die von dem Magma zum Teil resorbiert und korrodiert wurden — eine in anderen Gesteinen ja bekannte Erscheinung — und so dem später gebildeten Feldspat Gelegenheit gaben, in den meist etwas rundlich begrenzten Korrosionslücken sich auszuscheiden. Daß diese Titanitgebilde durchwegs nur mit Feldspäten vergesellschaftet sind, ruht, wie schon FRENZEL bemerkt, augenscheinlich darauf, daß das durch die Resorption von Titanit reicher an Titan gewordene Magma um die Titaniteinsprenglinge der Bildung von Hornblende und Biotit nicht günstig war, hingegen für die Feldspäte

¹⁾ Das dunkle Ganggestein („Wennebergit“) wurde inzwischen von R. LÖFFLER als Augitminette gedeutet. (Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde. 68. Jahrg. 1912. S. 139.)

geradezu als Kristallisationsmittelpunkt wirkte.¹⁾ — Gleichwohl stehen auch die genannten femischen Bestandteile insofern in einer Beziehung zum Titanit, als dieser in den Gesteinen beider weit voneinander entfernter Fundpunkte als vollkommene Pseudomorphose nach Hornblende und Biotit auftreten kann, eine Erscheinung, die wohl auf Wirkungen postvulkanischer Prozesse zurückzuführen ist.²⁾ Hierauf dürften wohl manche der unregelmäßig begrenzten Titanite im Gestein zurückzuführen sein, die (loc. cit. S. 48) „anscheinend die Stelle des Quarzes ausfüllen“.

Jedenfalls spielt in dem „Englburgit“ des leicht zugänglichen Wenneberges, wie in demselben Gestein des bayerischen Waldes, der Titanit eine so besondere Rolle, daß es wohl erlaubt war, mit ein paar kurzen Zeilen darauf hinzuweisen.

Zur Nomenclatur der alpinen Trias. „Guttensteiner Kalk.“

Von Dr. Hans Krauß.

Der Name Guttensteiner Kalk wurde 1853 von HAUER (1) in die Litteratur eingeführt; dieser stellte ihn ohne Fossilangaben in den Muschelkalk, betonte aber, daß die tiefsten Lagen mit Werfener Schichten wechsellagern und *Am. cassianus* und *Naticella costata* führen. 1868 (2), 1869 (3) gab er nach STACHE und FÖTTERLE *Aricula venetiana*, *Naticella costata* und *Cer. cassianus* an. Neuerdings sind diese Angaben teilweise wieder bestätigt worden durch SCHUBERT (4) und KOSSMAT (5).

Schon vor HAUER war jedoch der Name von STUR gebraucht worden, der ihn bei der ersten Bearbeitung des Guttensteiner Gebietes geschaffen hatte; dieser widersprach 1858 (6) der HAUER'schen Fassung; er bestreitet die Wechsellagerung mit Werfener Schichten bei Guttenstein; für ihn ist der Guttensteiner Kalk ein einheitlicher Komplex über den Werfener Schichten; was an Werfener Fossilien angegeben wurde, stammte seiner Ansicht nach aus kalkigen oberen Werfener Schichten; was er selbst unter Guttensteiner Kalk verstand, geht aus seinen Lokalitätsangaben (Geol. d. Steiermark) (7) — Virgloriapaß, Reutte — und seinen Fossilangaben — *Ter. vulgaris*, *Spirif. Mentzelii* etc. hervor: es ist der Teil des Muschelkalkes, der auf seinen Vorschlag hin den Namen Recoarokalk erhalten hat.

1859 betonte RICHTHOFEN (8), daß unter dem Namen Guttensteiner Kalk zwei heterogene Elemente vereinigt sind, daß von einem noch zu den Werfener Schichten gehörigen Komplex die hangenden Brachiopoden-führenden Muschelkalkbänke zu trennen seien „trotz der großen petrographischen Ähnlichkeit“.

1871 präziserte STUR (7) in der vorher angegebenen Weise den Guttensteiner Kalk, schlägt aber gleichzeitig vor, der Zweideutigkeit wegen den Namen aufzugeben und durch „Recoarokalk“ zu ersetzen. 1878 nimmt HAUER (9) den Namen Recoarokalk für den Brachiopoden-führenden Muschelkalk an. Für den tiefsten Teil jedoch — der mit Werfener Schichten wechsellagern und Werfener Fossilien führen soll (der nach STUR überhaupt nicht existiert), — behält er den Namen Guttensteiner Kalk bei.

Wir haben also neben der alten HAUER'schen und STUR'schen Fassung nunmehr eine dritte reduzierte Fassung von HAUER. Trotz STURS Vorschlag blieb also der Name bei HAUER weiter bestehen; jedoch auch im STUR'schen Sinne wurde der Name von BITTNER (10) 1882 wieder aufgenommen, der unter eingehender Würdigung der bisher dargelegten Verhältnisse in seiner Herrnstearbeit für die Richtigkeit des alten STUR'schen Standpunktes eintritt; seine Aufnahmeberichte (11) (1891—1896) lassen die gleiche Stellungnahme erkennen, ebenso seine Triasgliederung aus dem Jahre 1897 (12):

Muschelkalk	{	Wettersteinkalk, Partnach-Schichten, Reiflinger Kalk,
		Cephalopoden-Lager von Reutte und Groß-Reifling,
		Guttensteiner und Reichenhaller Kalk.

1897 (13) fügt er an der Basis des Guttensteiner Kalkes den Reichenhaller Kalk ein.

Durchweg ist zu erkennen, daß die unter dem Cephalopoden-Lager liegenden Teile des Muschelkalkes (Brachiopoden-Niveau, Binodosus-Zone) dem Guttensteiner Kalk entsprechen; doch ist zu be-

¹⁾ Eine sichere Erklärung dieses von H. ROSENBUSCH (Elem. d. Gest. III. Aufl. S. 100) auch noch von anderen Gesteinen (Fleckengraniten) erwähnten Phänomens wurde bisher noch nicht gefunden.

²⁾ Gleich der Epidotisierung von Biotit und Hornblende. Es hat den Anschein, als ob der Epidot das Zwischenstadium zur Titanitbildung darstelle. Der Titanit könnte aus Epidot durch Titanzuführung entstehen.

merken, daß der Name mehr und mehr zurücktritt und an dessen Stelle häufig der indifferentere Begriff „Muschelkalk“ tritt.

Prinzipiell dürfte auch der Standpunkt GEYERS (14) hievon nicht abweichen.

Mit keiner der bisherigen Fassungen deckt sich vollständig die von ARTHABER in der Lethaea (15).

Sie hat Ähnlichkeit mit der reduzierten Fassung von HAUER darin, daß der Brachiopodenhorizont des Muschelkalks abgetrennt ist und was darunter liegt, zum Guttensteiner Kalk gerechnet ist; während aber HAUER an Fossilien *Tir. cassianus* und *Naticella costata* angibt und damit den Guttensteiner Kalk an die Oberkante der Werfener Schichten stellt, gibt ARTHABER an Fossilien nur die sogen. Reichenhaller Fauna an (*Myophoria costata* ZENK., *Modiola triquetra* SEEB., *Natica stanensis* PICHL., *Dadoerimus gracilis* v. BUCH.) und stellt ihn an die Basis des Muschelkalkes.

Kurz zusammengefaßt ergeben sich für Guttensteiner Kalk folgende vier Fassungen:

HAUER 1853: = oberste Werfener Schichten + unterer Muschelkalk (Fossilangaben: nur Werfener Fossilien).

STUR (1858), 1871: = unterer Muschelkalk = Recoarokalk (*Ter. vulg.*, *Spirif. Mentzelii* etc.).

HAUER 1878: = oberste Werfener Schichten. (Was zum Muschelkalk gehört, ist als Recoarokalk abgetrennt.)

ARTHABER: = tiefster Muschelkalk (Fossilangaben: Reichenhaller Fauna).

Der von Anfang an zweideutige Begriff hat bis heute keine eindeutige Fassung erlangt und es ist erwägenswert, ob nicht der Vorschlag STURS, den Namen ganz aufzulassen, im Interesse der Klärung der Triasnomenklatur auch heute noch in die Tat umgesetzt werden könnte.

Literatur:

1. F. v. HAUER, Gliederung der Trias, Lias- und Jura-Ablagerungen in den nordöstl. Alpen. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1853.
2. F. v. HAUER, Geolog. Übersichtskarte der österr.-ung. Monarchie. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1868.
3. — —, desgleichen. 1869.
4. R. SCHUBERT, Erl. z. Blatt Medak — Sv. Rok. 1910.
5. F. KOSSMAT, Gebirge zwischen Idria und Tribusa. Verhandl. d. k. k. R.-A. 1910.
6. D. STUR, Das Isonzotal von Flitsch bis Görz. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1858.
7. — —, Geologie der Steiermark. 1871.
8. F. v. RICHTOFEN, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1859.
9. F. v. HAUER, Geologie. 1878.
10. A. BITTNER, Herrnst. 1882.
11. — —, Aufnahmeberichte in den Verh. d. k. k. R.-A. 1891—1896.
12. — —, Über die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteines in der Triasformation. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1897.
13. A. BITTNER, Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Guttensteiner Kalk bei Guttenstein. Verh. d. k. k. R.-A. 1897.
14. G. GREYER, Erl. z. Blatt Gaming-Mariazell. 1908.
— —, Schichtfolge und Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1909.
— —, Kalkalpen zwischen Steyer- und Almtal in Oberösterreich. Verh. d. k. k. R.-A. 1910.
— —, Kalkalpen zwischen dem Alm- und Traungebiet. Verh. d. k. k. R.-A. 1911.
15. G. v. ARTHABER, Bearbeitung der Mediterranen Trias in der Lethaea.

Entstehung von Quenlenkohlen säure durch chemische Umsetzung.

Von Dr. Friedrich W. Pfaff.

In praktischer wie in theoretischer Hinsicht ist es oft von großer Bedeutung, sich über die Herkunft von Kohlen säuren, sei es, daß es sich um eine natürliche Quelle, die dieses Gas in größerer oder kleinerer Menge enthält, sei es, daß es sich um eine künstlich erschlossene Kohlen säurequelle handelt, Klarheit zu verschaffen. Wohl in allen Quell- und Brunnenwassern, läßt man die stark überhitzten Quellen und jene, deren Wasser mit anderen Gasen übersättigt sind, beiseite, findet sich Kohlen säure in geringerer und größerer Menge vor. Für diese kleineren Mengen der Gase ist die Erklärung ihrer Entstehung und Herkunft sehr einfach, da diese sich aus dem Regenwasser und

aus der Durchsickerung des Bodens von selbst ergibt; schwieriger dagegen ist sie, wenn die Kohlensäure in großen Mengen vorhanden ist.

In der Nähe von jung-eruptiven Gesteinen ist der Erklärung für das Auftreten von Kohlensäurequellen, namentlich dann, wenn sie eine größere Wärme aufweisen, ebenfalls ein Fingerzeig gegeben. Hier spricht man von juveniler Kohlensäure. Tritt man aber bei einem derartigen Vorkommen der Erklärung näher, so sind wieder verschiedene Vorgänge möglich, die das Freiwerden der Kohlensäure bewirken können.

Es ist eine bekannte Erscheinung, daß Metalle sowie andere Substanzen im Schmelzflusse Gase einschließen und sie beim Erkalten wieder ausstoßen. Darauf fußend wird vielfach die Kohlensäure der Quellen als Produkt des erstarrten Magmas betrachtet. Für viele Quellen, so z. B. für jene nahe der Eifel dürfte wohl diese Erklärung am einfachsten sein. Eine weitere Erklärung nimmt ebenfalls die im Erdinnern noch vorhandene hohe Temperatur zu Hilfe, indem sie annimmt, daß kohlsaurer Kalk unter Einwirkung der Hitze sozusagen gebrannt wird und das freiwerdende Gas sich in den Quellen dann zeigt. Bei dieser Erklärung müßte allerdings schon eine beträchtliche Erwärmung der Gesteine angenommen werden, da bei gewöhnlichem Atmosphärendruck helle Rotglut dazu gehört, um die Kohlensäure auszutreiben, bei höherem Druck aber eine weit beträchtlichere Hitze dazu erforderlich ist. Nimmt man die helle Rotglut bei 800° C. an, so wäre bei Zugrundelegung einer gleichmäßigen Wärmezunahme mit fortschreitender Tiefe eine beträchtliche Tiefe nötig, um diese Wärmezone zu erreichen, die selbst unter den günstigsten Umständen, nämlich einer Zunahme wie im Bohrloch bei Neussen (11 m auf 1°) und Anwesenheit eines Dolomitgesteines, bei dem die CO_2 -Erweichung schon zwischen 400 — 500° beginnt, immerhin noch etwa 5 km betragen müßte. Sind die oben genannten Entstehungsursachen mehr als chemisch-mechanischer Art zu bezeichnen, so käme noch eine weitere rein chemische in Betracht, nämlich die Austreibung der Kohlensäure durch Kieselsäure.

Da diese chemische Wechselwirkung bei verhältnismäßig nicht hoher Temperatur sehr kräftig vor sich geht, so lassen sich auch starke Kohlensäurequellen in vielen Gegenden dadurch ungezwungen erklären.

Nun finden sich aber nicht zu selten Quellen mit so starkem Kohlensäuregehalt, daß er sich nicht mehr auf die Entstehung von Oxydation organischer Überreste zurückführen läßt, fern von jedem Eruptivgestein.

Hierher möchte ich die vor kurzem zwischen Fürth und Nürnberg erbohrte König Ludwigs-Quelle, dann die allerdings etwas schwächere Quelle bei Windsheim und viele andere rechnen.

Es fragt sich nun, gibt es keine Möglichkeit, die Kohlensäure dieser Quellen ohne Zuhilfenahme von starker Hitze oder von Eruptivgesteinen allein auf chemische Vorgänge zurückzuführen?

Beobachtet man die chemische Zusammensetzung dieser Quellwasser, so führen sie alle als Hauptbestandteil Chlornatrium, dann Gips, Chlormagnesium und etwas Chlorkalium und stets auch eine geringe Menge von Eisensalz.

Die geologischen Verhältnisse lassen darauf schließen, daß diese Quellen entweder ihren Mineralgehalt aus den Zechsteinlagen oder aber aus dem mittleren Muschelkalk beziehen. In beiden Fällen ist Chlornatrium neben Gips, Dolomit, Kalkkarbonat und Eisen in größerer Menge vorhanden.

Nun wäre bei diesen vorhandenen Maßen, falls eine Umsetzung zwischen diesen Salzen möglich wäre, Gelegenheit gegeben, daß Kohlensäure in großen Mengen und stetig entstehen könnte.

Gips und Kalziumkarbonat können sich nicht umsetzen, ebenso ist die Einwirkung von Kochsalz auf Dolomit und Natriumkarbonat nicht denkbar, da Natriumkarbonat aus Kalziumsalslösungen Kalziumkarbonat ausfällt.

Zwischen mächtigen Gipschichten finden sich nicht selten Dolomit und Kalziumkarbonatlagen im Bereiche der atmosphärischen Niederschläge oder Grundwasser, ohne daß eine schneller vor sich gehende Umsetzung zwischen diesen Salzen einzutreten scheint.

Und doch läßt sich, selbst bei gewöhnlicher Temperatur eine Umsetzung und eine längere Kohlensäure-Entwicklung aus den angeführten Salzen erzielen. Bringt man in einem Glaskolben gewöhnliches Kochsalz, Gips, Dolomit und Kalziumkarbonat und ein Eisensalz, z. B. Limonit oder einen stärker eisenhaltigen Ton, z. B. Farberde, bei Gegenwart von Wasser zusammen, so entwickelt sich nach einiger Zeit schon bei gewöhnlicher Temperatur Kohlensäure, deren Menge beim Erwärmen zunimmt, aber selbst beim Wiederabkühlen fort dauert und längere Zeit, wenn auch langsam, so doch gleichmäßig vor sich geht.

Wir hätten somit in diesem Experimente Bedingungen vor uns, wie sie in der Natur in vielen Fällen gegeben sind, so im Bereiche des mittleren Muschelkalkes und im Zechstein u. s. w. und mir scheint, daß sich auf diese Weise die Entstehung vieler Quellen ungezwungen erklären läßt.

Da die dabei sich abspielenden chemischen Vorgänge durchaus nicht so einfach sind, wie sie vielleicht zu sein scheinen, obwohl Gipslösung in Gegenwart von Kochsalzlösungen die Hauptrolle spielen dürfte, und die Frage, ob sich nicht dabei Wärmeentwicklung abspielt, die auch die bei vielen Quellen vorhandene erhöhte Temperatur erklären kann, noch mancherlei Untersuchungen bedarf, die ich in einiger Zeit bringen zu können hoffe, so behalte ich mir über diesen Gegenstand weitere Mitteilungen vor.

