

Notizblatt
der
Hessischen
Geologischen Landesanstalt
zu Darmstadt

Herausgegeben
von
der **Direktion der Geologischen Landesanstalt**

V. Folge, 19. Heft
(Mit 16 Tafeln, 6 Textfiguren, 8 Tafeln Grundwasserstandslinien und 3 Tabellen)

Darmstadt 1938

Preis 5.40 Mark.

Inhaltsverzeichnis.

OTTO DIEHL:	Zur Erinnerung an Gustav Klemm	3
OTTO DIEHL:	Gefrittete Basalte des Vogelsberges	10
OTTO DIEHL:	Der Nephelindolerit von Gunzenau im Vogelsberg	19
O. HAUPT:	Rothirsche aus dem Diluvium und Alluvium des Oberrheintales in Hessen. Mit Tafel 1 u. 2	25
W. WEILER:	Vorläufige Mitteilung über eine vierte paläolithische Fundstelle im Pfrimmtal bei Worms. Mit Tafel 3	36
W. WEILER:	Über einen Fall von Bergschaden durch den Abbau jungpliozäner Sande im südlichen Rheinessen. Mit Tafel 4 u. 5	40
K. WEITZEL:	<i>Propelodytes wagneri</i> n. g. n. sp., ein Frosch aus dem Mitteleozän von Messel. Mit Tafel 6	42
K. WEITZEL:	<i>Pristichampus rollinati</i> (GRAY) aus dem Mitteleozän von Messel. Mit Tafel 7	47
K. WEITZEL:	Kieferreste von <i>Diplocynodon plenidens</i> (H. v. MEYER) aus der oberen Meeresmolasse vom Westufer des Überlinger Sees. Mit Tafel 8	49
H. HEIL:	Standortsverhältnisse für Wasserpflanzen im Naturschutzgebiet des Lampertheimer Altrheins. Mit Tafel 9—11	51
H. DIEHL:	Über einige Beobachtungen in der Seligenstädter Braunkohle	67
K. W. GEIB:	Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckel- heim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. Mit Tafel 12 und 2 Abbildungen im Text	71
W. WAGNER:	Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben unter Berücksichtigung seiner Lager- stätten. Mit Tafel 13—16 und 4 Abbildungen im Text	120
W. SCHOTTLER:	Hydrologisch-geologische Beobachtungen in Hessen im Jahre 1937. Mit 8 Tafeln Grundwasserstandlinien und 2 Tabellen	150
OTTO DIEHL:	Hessisches geologisches Schriftwerk	155

Notizblatt
der
Hessischen
Geologischen Landesanstalt
zu Darmstadt

Herausgegeben
von
der Direktion der Geologischen Landesanstalt

V. Folge, 19. Heft

(Mit 16 Tafeln, 6 Textfiguren, 8 Tafeln Grundwasserstandslinien und 2 Tabellen)



Darmstadt 1938

Inhaltsverzeichnis.

OTTO DIEHL:	Zur Erinnerung an Gustav Klemm	3
OTTO DIEHL:	Gefrittete Basalte des Vogelsberges	10
OTTO DIEHL:	Der Nephelindolerit von Gunzenau im Vogelsberg	19
O. HAUPT:	Rothirsche aus dem Diluvium und Alluvium des Oberrheintales in Hessen. Mit Tafel 1 u. 2	25
W. WEILER:	Vorläufige Mitteilung über eine vierte paläolithische Fundstelle im Pfrimmtal bei Worms. Mit Tafel 3	36
W. WEILER:	Über einen Fall von Bergschaden durch den Abbau jungpliozäner Sande im südlichen Rheinhausen. Mit Tafel 4 u. 5	40
K. WEITZEL:	<i>Propelodytes wagneri</i> n. g. n. sp., ein Frosch aus dem Mitteleozän von Messel. Mit Tafel 6	42
K. WEITZEL:	<i>Pristichampus rollinati</i> (GRAY) aus dem Mitteleozän von Messel. Mit Tafel 7	47
K. WEITZEL:	Kieferreste von <i>Diplocynodon plenidens</i> (H. v. MEYER) aus der oberen Meeresmolasse vom Westufer des Überlinger Sees. Mit Tafel 8	49
H. HEIL:	Standortsverhältnisse für Wasserpflanzen im Naturschutzgebiet des Lampertheimer Altrheins. Mit Tafel 9—11	51
H. DIEHL:	Über einige Beobachtungen in der Seligenstädter Braunkohle	67
K. W. GEIB:	Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckel- heim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. Mit Tafel 12 und 2 Abbildungen im Text	71
W. WAGNER:	Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben unter Berücksichtigung seiner Lager- stätten. Mit Tafel 13—16 und 4 Abbildungen im Text	120
W. SCHOTTLER:	Hydrologisch-geologische Beobachtungen in Hessen im Jahre 1937. Mit 8 Tafeln Grundwasserstandslinien und 2 Tabellen	150
OTTO DIEHL:	Hessisches geologisches Schriftwerk	155

Notizblatt

der

Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt

V. Folge, 19. Heft

1938

Zur Erinnerung an Gustav Klemm.

Von OTTO DIEHL.

Am 6. August 1938, wenige Wochen nach seinem 80. Geburtstag, schloß der ehemalige Direktor der Hessischen Geologischen Landesanstalt, Oberbergrat Prof. Dr. GUSTAV KLEMM für immer die Augen. Ein arbeitsreiches Leben hat mit dem Hinscheiden dieses bedeutenden Geologen und prächtigen Menschen in Darmstadt sein stilles Ende gefunden.

G. KLEMM wurde am 8. Juli 1858 in Dresden geboren, studierte an der Universität Leipzig und promovierte auf Grund der im Jahre 1882 in der Ztschr. d. D. Geol. Ges. erschienenen Arbeit „Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine“. Viele Jahre lang hat er dem Sächsischen Geologischen Landesamt angehört und eine recht stattliche Anzahl von geologischen Karten aufgenommen. Am 1. März 1892 wurde G. KLEMM auf R. LEPSIUS' Antrag an der Großh. Hessischen Geologischen Landesanstalt als Landesgeologe angestellt. Schon 1894 habilitierte er sich an der Technischen Hochschule zu Darmstadt mit einer Arbeit über „Gletscherspuren im Spessart und östlichen Odenwald“ und hat einige Jahrzehnte über Mineralogie und Petrographie Vorlesungen gehalten. Nach R. LEPSIUS' Tode hat G. KLEMM die Leitung der Geologischen Landesanstalt im Jahre 1915 übernommen, um freilich erst 1922 zu ihrem Direktor ernannt zu werden. Wenn er auch wegen Erreichung der Altersgrenze im Jahre 1924 sein Amt niederlegte, so blieb G. KLEMM der Geologischen Landesanstalt treu und arbeitete mit unermüdlichem Eifer an der Kartenaufnahme und der vielseitigen gutachtlichen Tätigkeit weiter. Bis Herbst 1937 war G. KLEMM als freiwilliger Mitarbeiter fast täglich in seinem Arbeitszimmer tätig.

Seine geologischen Aufnahmen begannen im hessischen Ried und führten auch zu bodenkundlichen Fragen. Mit seiner Bodenkarte des Weilerhofes bei Wolfskehlen hat G. KLEMM schon 1897 die Reihe der bodenkundlichen Arbeiten der Hessischen Geologischen Landesanstalt eröffnet, die später eine recht große Rolle spielen sollten. Es folgte die geologische Aufnahme des hinteren Odenwaldes mit einer vorzüglichen Gliederung des Buntsandsteins, um dann die

gründliche Untersuchung des kristallinen Odenwaldes unter steter Berücksichtigung der chemischen Analyse der Gesteine durchzuführen. Gerade in diesen petrographischen Arbeiten hatte G. KLEMM Gelegenheit, seine großen Erfahrungen und hervorragenden Kenntnisse in den Dienst der geologischen Aufnahme des Odenwaldes zu stellen und darin geradezu Vorbildliches zu leisten. Einer großen Reihe von Kartenblättern folgte schon 1911, und in zweiter Auflage 1929, die Übersichtskarte des Odenwaldes, die eine Leistung allerersten Ranges auf dem Gebiete geologischer Darstellung bedeutet. Die bei der geologischen Aufnahme des Odenwaldes vorwiegend von G. KLEMM gesammelten Belegstücke füllen in unserer sehenswerten Sammlung zwei Säle, in denen man die Vielseitigkeit der Odenwälder Gesteinswelt in prächtigen, teilweise ange-schliffenen Blöcken bewundern kann.

Auch seine Untersuchungen in dem dem Odenwald benachbarten Spessart und dem Schwarzwald nebst einigen Arbeiten in den Alpen haben große Beachtung gefunden.

Die Geologische Landesanstalt hat mit G. KLEMM einen ihrer bedeutendsten Geologen verloren, der mit unermüdlichem Fleiß ein gütiges, bescheidenes und stets hilfbereites Wesen verband, was ihm einen großen Freundeskreis im In- und Ausland sicherte. Die Hessische Geologische Landesanstalt wird dem Verstorbenen ein allezeit ehrendes Gedenken bewahren.

Es folgen nun die Schriften G. KLEMM'S.

- 1882 Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der philosophischen Fakultät der Universität Leipzig. (Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellsch. 34, 1882. S. 771—805.)
- 1886 Blatt Großenhain-Skässchen, Nr. 9/18 der Geolog. Karte von Sachsen. Maßstab 1:25 000. (Bis 1918 als Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen erschienen.) Geolog. Aufnahme abgeschl. 1886.
Zusammen mit F. SCHALCH: Blatt Oschatz-Wellerswalde, Nr. 15 der Geol. Karte von Sachsen. Geolog. Aufnahme abgeschl. 1886.
- 1887 Blatt Spansberg-Kleintrebnitz, Nr. 7/8 der Geolog. Karte von Sachsen; Geolog. Aufnahme abgeschl. 1887.
Blatt Riesa-Strehla, Nr. 16 der Geolog. Karte von Sachsen. Abgeschl. 1887.
- 1888 Erläuterungen zu Blatt Spansberg-Kleintrebnitz, Nr. 7/8 der Geol. Karte von Sachsen. 16 S.
Erläuterungen zu Blatt Großenhain-Skässchen, Nr. 9/18 der Geol. Karte von Sachsen, 27 S.
Blatt Pillnitz, Nr. 67 der Geolog. Karte von Sachsen; abgeschl. 1888.
Über den Pyroxensyenit von Gröbe bei Riesa und die in demselben vorkommenden Mineralien. Z. d. D. Geol. Ges. 40. Bd. 1888. S. 184—87.
- 1889 Erläuterungen zu Blatt Riesa-Strehla, Nr. 16 der Geolog. Karte von Sachsen, 53 S.
Blatt Neustadt-Hohwald, Nr. 69 der Geolog. Karte von Sachsen. Geol. Aufnahme abgeschl. 1889.
- 1890 Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Hohwald, Nr. 69 der Geol. Karte von Sachsen, 36 S.
Blatt Stolpen, Nr. 68 der Geol. Karte von Sachsen. Geol. Aufnahme abgeschl. 1890.
Blatt Königswartha-Wittichenau, Nr. 22 der Geol. Karte von Sachsen; abgeschl. 1890.
- 1891 Chistolithschiefer und Hornblendeporphyr im Oberlausitzer Flachland. Z. d. D. Geol. Ges. 43. Bd. Heft 2. 1891.
Blatt Baruth-Neudorf, Nr. 24/39/40 der Geol. Karte von Sachsen. Geol. Aufnahme abgeschl. 1891.

- 1892 Erläuterungen zu Blatt Stolpen, Nr. 68 der Geol. Karte von Sachsen. 34 S.
 Erläuterungen zu Blatt Königswartha-Wittichenau, Nr. 22 der Geol. Karte von Sachsen; 25 S.
 Erläuterungen zu Blatt Pillnitz, Nr. 67 der Geol. Karte von Sachsen; 59 S.
 Über den sogenannten archaischen Distrikt von Strehla bei Riesa in Sachsen. Z. d. D. Geol. Ges. 44. Bd. 1892; S. 547—552.
 Die Gliederung des Schwemmlandes am unteren Main. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großherzogl. Hessischen Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt.¹⁾ IV. Folge, 13. Heft, S. 25—39.
 Blatt Babenhausen der Geolog. Karte des Großherzogtums Hessen, Maßstab 1:25 000 (seit 1918 Geolog. Karte von Hessen 1:25 000). Geol. Aufnahme abgeschl. 1892.
- 1893 Erläuterungen zu Blatt Baruth-Neudorf, Nr. 24/39/40 der Geolog. Karte von Sachsen; 33 S.
 Zusammen mit C. CHELIUS: Blatt Neustadt-Obernburg der Geolog. Karte von Hessen. Geol. Aufnahme abgeschl. 1893.
 Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der Geolog. Karte von Hessen. Geolog. Aufnahme abgeschl. 1893.
- 1894 Gletscherspuren im Spessart und östlichen Odenwald. Habilitationsschrift zur Erlangung der venia legendi der Mathem. naturwiss. Abteilung der Großherzogl. Technischen Hochschule zu Darmstadt. Notizbl. IV. Folge, 14. Heft; 1894; mit 2 Tafeln.
 Mitteilungen aus dem Aufnahmegebiet des Sommers 1894. Notizbl. IV. Folge, 15. Heft, S. 2—15.
 Zusammen mit C. CHELIUS: Die Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald und Spessart. Notizbl. IV. Folge, 15. Heft, 1894. S. 50/51.
 Erläuterungen zu Blatt Babenhausen der Geol. Karte von Hessen. III. Lieferung. 29 S.
 Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der Geol. Karte von Hessen. III. Lieferung. 52 S.
 Zusammen mit C. CHELIUS: Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg. III. Lieferung. 41 S.
- 1895 Zusammen mit C. CHELIUS: Blatt Zwingenberg der Geolog. Karte von Hessen. Geolog. Aufnahme abgeschl. 1895.
 Über die genetischen Beziehungen des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Z. d. D. Geol. Ges. 47. Bd. 1895. S. 581—594.
 Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Abhandlungen der Großh. Hess. Geol. Landesanstalt. Mit 6 Tafeln. Bd. II, Heft 4, S. 163—255.
 Über die Glacialerscheinungen im Odenwald und Spessart. Mit 2 Tafeln. Notizbl. IV. Folge, 16. Heft, 1895. S. 19—32.
- 1896 Über ein typisches Lößprofil bei Aschaffenburg. Mit 1 Tafel. Notizbl. IV. Folge, 17. Heft 1896, S. 10—16.
 Exkursionsbericht durch das kristalline Grundgebirge des Spessarts vom 6.—8. August 1896. Z. d. D. Geol. Ges. 48. Bd. 1896. S. 729—731.
 Erläuterungen zu Blatt Zwingenberg-Bensheim der Geolog. Karte von Hessen. Mit 4 Tafeln. IV. Lieferung 1896. 110 S.
 Blätter Erbach und Michelstadt der Geol. Karte von Hessen. Geol. Aufnahme abgeschl. 1896.
- 1897 Bemerkungen über Kataklas- und Protoklasstruktur in Graniten. Notizbl. IV. Folge, 18. Heft, 1897. S. 27—36.
 Beobachtungen an granitischen Gängen und ihrem Nebengestein. Ebenda. S. 37—42.
 Erläuterungen zu dem Doppelblatt Erbach-Michelstadt der Geolog. Karte von Hessen. V. Lieferung, 1897. Mit 2 Tafeln. 54 S.
 Geologisch-agronomische Untersuchung des Gutes Weilerhof (Wolfskehlen bei Darmstadt) nebst einem Anhang über die Bewirtschaftung der verschiedenen Bodenarten des Gutes vom Besitzer G. Dehlinger. Mit einer Karte in Farbendruck.
 Abhandlungen der Großherzogl. Hess. Geol. Landesanstalt Bd. III, 1897. S. 1—52.
- 1898 Bericht über die geologische Aufnahme der Blätter Neu-Isenburg und Kelsterbach. Notizbl. IV. Folge, 19. Heft, S. 5—14.
 Blatt Neu-Isenburg der Geolog. Karte von Hessen; Geolog. Aufnahme abgeschl. 1898.

¹⁾ Im folgenden kurz mit „Notizblatt“ zitiert.

- 1899 Blatt Beerfelden der Geolog. Karte von Hessen; geol. Aufnahme abgeschl. 1899.
Über die Entstehung der Parallelstruktur im Quarzporphyr von Thal in Thüringen. Mit
3 Tafeln. Notizbl. IV. Folge, 20. Heft, 1899. S. 4—13.
Über die Trachyte der Gegend nördlich von Darmstadt. Berichte über die Versammlungen des
Oberrhein. Geol. Vereins Nr. 32, 1899. S. 27.
Die Bodenarten der Provinz Starkenburg. Jahrbuch der Deutschen Landw. Ges. 1899.
- 1900 Bemerkungen zu F. KINKELINS Arbeit: „Beiträge zur Geologie der Umgegend von Frank-
furt a. M.“ Mit 2 Tafeln. Notizbl. IV. Folge, 21. Heft, 1900. S. 4—10.
Erläuterungen zu Blatt Beerfelden der Geol. Karte von Hessen. VI. Lieferung, 1900.
24 S.
- 1901 Über Blasenzüge (sog. „Steinnägel“) im Melaphyr von Darmstadt. Mit einer Tafel. Notizbl.
IV. Folge, 22. Heft, 1901, S. 4—9.
Erläuterungen zu Blatt Neu-Isenburg der Geolog. Karte von Hessen. 1901, 75 S.
Über den Quarzporphyr von Weinheim a. d. Bergstr. Z. d. D. Geol. Ges. 1901. S. 49—54.
Erläuterungen zu den Blättern Kelsterbach-Neu-Isenburg. VI. Lieferung. 75 S.
- 1902 Die beim Bau der Bahnlinie Laubach-Mücke in Oberhessen entstandenen Aufschlüsse.
Notizbl. IV. Folge, 23. Heft, 1902. Mit 1 Tafel. S. 4—13.
- 1903 Über die sog. „Contractions-cylinder“ aus dem Melaphyr von Darmstadt. Mit 4 Figuren.
Centr.-Bl. f. Min. 1903. S. 217.
Über einen Einschluß im Marmor von Auerbach an der Bergstraße. Mit 2 Tafeln. Notizbl.
IV. Folge, 24. Heft, S. 1—5.
Über einen bemerkenswerten Aufschluß im Melaphyr bei Messel. Mit 2 Figuren. Ebenda.
S. 7—14.
- 1904 Bericht über die Exkursionen nach Messel und Aschaffenburg. Berichte des Oberrhein.
Geol. Vereins, Nr. 37. Mit 2 Figuren. S. 16—23.
Über Blasenzüge aus dem Melaphyr. Ebenda. S. 23—26.
Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneiß“ und den metamorphen Schie-
fergesteinen der Tessiner Alpen I. Mit 4 Figuren. Sitzungsberichte der Preuß. Akademie
der Wiss. Physik.-mathem. Klasse. 1904. S. 46—65.
Über zwei Bohrungen der Geologischen Landesanstalt bei Heppenheim a. d. Bergstr. Notizbl.
IV. Folge, 25. Heft, 1904. S. 2—7.
Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. Mit 2 Tafeln.
Ebenda. S. 8—19.
Blatt Birkenau (Weinheim) der Geolog. Karte von Hessen. Geolog. Aufnahme ab-
geschl. 1904.
- 1905 Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneiß“ und den metamorphen Schie-
fergesteinen der Tessiner Alpen II. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. XX. 1905.
S. 442—453, 2 Figuren.
Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. Mit 5 Tafeln. Notizbl. IV. Folge, 26. Heft, 1905.
S. 4—33.
Bemerkungen zu dem Aufsatz von C. CHELIUS: „Der Zechstein von Rabertshausen im Vo-
gelsberg und seine tektonische Bedeutung“. Zeitschr. für prakt. Geologie. XIII. Jahrg. 1905.
S. 38/39.
Erläuterungen zu Blatt Birkenau (Weinheim). VII. Lieferung, 1905, 74 S.
- 1906 Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneiß“ etc. III. Sitzungsber. d. Pr. Akad. d.
Wiss. Mathem.-nat.-wiss. Klasse. XXII. 1906. S. 420—431. 3 Figuren.
Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite.
Notizbl. IV. Folge, 27. Heft, 1906. S. 4—26.
- 1907 Über das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu
den dortigen „Olivingabbros“. Notizbl. IV. Folge, 28. Heft, 1907. S. 14—20.
Über ein Malchitvorkommen im Kirschhäuser Tal bei Heppenheim a. d. Bergstr. Ebenda.
S. 21—32. Mit 2 Tafeln.
Über einige Basalte und basaltähnliche Gesteine des nördlichsten Odenwaldes. Ebenda.
S. 33—48. 1 Tafel.
Bericht über Untersuchungen an den sogen. „Gneiß“ etc. IV. Sitzungsber. K. Pr. Akad.
d. Wiss. Mathem.-nat.-wiss. Klasse 1907. S. 245—258.

Über ein Vorkommen dünner, zur Justierung der Nikolschen Prismen der Polarisationsmikroskopie geeigneter Quarznadelchen. Centr.-Bl. f. Min. 1907, Nr. 9, S. 275—76.

- 1908 Bemerkungen über die Gliederung des Odenwaldes. Notizbl. IV. Folge, 29. Heft. 1908. S. 35—54.
- 1909 Spuren einer hochgelegenen Diluvialterrasse bei Darmstadt. Notizbl. IV. Folge, Heft 30, 1909. S. 16—19.
Über scheinbar gefaltete Granitgänge im Hornfels. Mit 3 Tafeln. Ebenda. S. 20—27.
Über zwei neue Odenwaldkarten.
Berichte des Oberrhein. Geol. Vereins, Nr. 42. 1909. S. 42.
- 1910 Führer zu den Exkursionen in den kristallinen Odenwald und die Umgebung von Darmstadt. Notizbl. IV. Folge, 31. Heft, 1910. S. 17—33.
Führer zu Geologischen Exkursionen im Odenwald. Berlin 1910, bei Bornträger. 245 S.
Blatt Messel der Geolog. Karte von Hessen, 2. Aufl. Geol. Aufnahme abgeschl. 1910.
Erläuterungen zu Blatt Messel, 2. Auflage, VII. Lieferung, 1910. 46 S.
- 1911 Über Viridin, eine Abart des Andalusites. Notizbl. IV. Folge, 32. Heft, 1911. S. 4—13.
Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes und der Bergstraße im Maßstab 1:100 000. 1911.
Mineralogie und Geologie (Angewandte Photographie in Wissenschaft und Technik.) Berlin 1911.
Blatt Roßdorf der Geolog. Karte von Hessen, 2. Auflage. Geol. Aufnahme abgeschl. 1911.
- 1912 Über einige auffällige Verwitterungsformen von Gesteinen des kristallinen Odenwaldes. Notizbl. IV. Folge, Heft 33. 1912. Mit 1 Tafel. S. 17—23.
Über die Gabbros der Böllsteiner Höhe im Odenwald (Vorl. Mitteilung). Notizbl. IV. Folge, 33. Heft. 1912. S. 24—27.
Erläuterung zu Blatt Roßdorf der Geolog. Karte von Hessen, 2. Aufl. 111 S.
- 1913 Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. Notizbl. IV. Folge, 34. Heft. 1913. S. 4—21.
Exkursion in das Maindiluvium bei Isenburg, Kelsterbach, Höchst. Jahresbericht und Mitt. des Oberrhein. Geol. Vereins. N. F. Bd. 3. 1913. S. 14—17.
Bemerkungen über die im Gabbro des Frankensteins gangartig aufsetzenden Gesteine und über seine Einschlüsse von Korundfels. Ebenda. S. 1—9.
- 1914 Die Granitporphyre und Alsbachite des Odenwaldes. Notizbl. IV. Folge, 35. Heft, 1914. S. 10—50. Mit 2 Tafeln.
- 1916 Bericht über die Arbeiten der Großh. Hessischen Geol. Landesanstalt im Jahre 1915. Notizbl. V. Folge, 1. Heft. 1916. S. 1—4.
Zur Erinnerung an Richard Lepsius. Ebenda. S. 5—22.
Die korundführenden Hornfelse und die Schmirgelgesteine von Laudenu und Kl.-Gumpen bei Reichelsheim i. Odw. und ihre Nebengesteine. Mit 1 Tafel. Ebenda. S. 23—41.
Über die angebliche Umwandlung von Andalusit in Disthen in den Hornfelsen des Schürkopfes bei Gaggenau in Baden. Z. d. D. Geol. Ges. 68. Bd. 1916. Mon.-Ber. Nr. 4—6. S. 86—92.
- 1917 Bericht über die Arbeiten der Großh. Hess. Geol. Landesanstalt im Jahre 1916. Notizblatt, V. Folge, 2. Heft 1917. S. 1—3.
Über den „Variolit“ von Asbach. Mit 1 Tafel. Ebenda. S. 4—10.
Blatt Neunkirchen der Geol. Karte von Hessen. 2. Aufl.; geol. Aufnahme, abgeschl. 1917.
- 1918 Die Entstehung der Felsenmeere am Felsberg im Odenwalde. „Der Steinbruch“. 1918. Heft 41/42.
Bericht über die Tätigkeit der Großherz. Geol. Landesanstalt in Darmstadt im Jahre 1917. Notizbl. V. Folge, 3. Heft. 1918. S. 1—2.
Über die Entstehung der „Felsenmeere“ des Felsberges und anderer Orte im Odenwalde. Ebenda. S. 3—11.
Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen der Geol. Karte von Hessen. 2. Aufl. 81 S.

- 1919 Bericht über die Tätigkeit der Geol. Landesanstalt in Darmstadt im Jahre 1918. Notizbl. V. Folge, 4. Heft. 1919. S. 1—2.
Der Granatfels von Gadernheim im Odenwalde und seine Nebengesteine. Ebenda. S. 3—32.
- 1923 Bericht über die Tätigkeit der Hess. Geol. Landesanstalt in den Jahren 1919 bis 1922. Notizbl. V. Folge 1923. 5. Heft. S. 1—2.
Der Granit von Waldmichelbach. Ebenda. S. 3—16.
Über zwei gemischte Eruptivgänge im Granit des Malchen (Melibocus) an der Bergstraße. Ebenda. S. 17—21.
Über Quarzminette vom Hemsberge bei Bensheim. Ebenda. S. 21—22.
Ein Hilfstisch für die mikroskopische Untersuchung opaker Substanzen im auffallenden Lichte. Ebenda. S. 23.
Über einige Steinbrüche des mittleren Schwarzwaldes. „Der Steinbruch“. Heft 8 und 9. 1922.
- 1924 Bericht über die Tätigkeit der Hessischen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1923. Notizbl. 5. Folge, 6. Heft, 1924. S. 3—4.
Über die Minette, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. Ebenda. S. 5—27.
Über die Beziehungen zwischen dem „Böllsteiner“ und dem „Bergsträßer“ Odenwald. Ebenda. S. 28—39.
- 1925 Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. Notizbl. V. Folge, 1925. 7. Heft. S. 8—22.
- 1926 Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorspessarts. Mit 4 Tafeln. Notizbl. V. Folge, 8. Heft. 1926. S. 115—169.
Über vier Bohrungen bei Lengfeld im Odenwald. (Blatt Groß-Umstadt 1: 25 000). Ebenda. S. 170—173.
Führer des Odenwaldklubs durch den Odenwald und die Bergstraße etc.; herausgeg. von K. Morneweg, 14. Aufl. Darmstadt 1926. Geol. Beitrag von G. KLEMM: „Erdgeschichtliches“. S. 8—15.
- 1927 Petrographische Mitteilungen aus dem Odenwalde.
1. Über malchitische Ganggesteine des östlichen Odenwaldes.
2. Über Neubildungen von Quetschzonen in den Graniten des Odenwaldes.
3. Über die sog. „Gabbroaplite (Beerbachite)“ des Odenwaldes.
4. Analogien in der Eruptionsfolge in Nordböhmen und Hessen. Notizbl. V. Folge, 9. Heft, 1927. S. 104—117.
- 1928 Erläuterungen zu Blatt Erbach-Michelstadt der Geol. Karte von Hessen. 1928. 45 S.
- 1929 Über einen gemischten Augitminette-Kersantit-Gang an einer Steinmauer bei Heppenheim a. d. Bergstr. Mit 2 Tafeln. Notizbl. V. F. Heft 11. 1929. S. 7—24.
Über die Diabase (sog. Gabbros) der Böllsteiner Höhe und ihre Beziehungen zu schieferrigen, z. T. geröllführenden Amphiboliten. Ebenda. S. 25—29.
Chemische Analysen permischer und postpermischer Gesteine des Odenwaldes. Ebenda. S. 30—48.
Blatt Birkenau 1: 25 000 mit Erläuterungen. II. Aufl. (I. Aufl., aufgenommen von G. KLEMM, Darmstadt 1905).
Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes 1: 100 000, bearbeitet auf Grund der Aufnahme von Andrae, Bücking, Chelius, Hasemann, Klemm, Osann, Schottler, Thürach und Vogel. Darmstadt 1929. (I. Aufl. von G. KLEMM, Darmstadt, 1911).
- 1930 Bemerkungen über die Granite der Böllsteiner Höhe im Odenwald. Mit 2 Tafeln. Notizbl. V. F. Heft 12. 1930. S. 10—21.
Untersuchungen über die Nebengesteine der Erzlagerstätten von Kupferberg im Riesengebirge. Mit einer Karte im Texte und einer Tafel. Notizbl. V. Folge, Heft 12. 1930.
- 1931 Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwaldes. Mit 2 Tafeln. Notizbl. V. Folge, Heft 13. S. 67—76.
Glasbasalt mit umgeschmolzenen Spratzlingen von Feldspat von Erlenbach bei Lindenfels. Notizbl. V. Folge, Heft 13. S. 77—79.
Heppenheim und Weinheim a. d. Bergstr. Bericht über die Begehungen vor, während und

- 1934 Über einige Gesteine der Gegend von Darmstadt. Mit 1 Tafel. Notizbl. V. Folge, Heft 15. 1934.
- 1935 Über das geologische Alter der kristallinen vorpermischen Gesteine des Schwarzwaldes. Notizbl. V. Folge, Heft 16. S. 3—9. 1935.
- 1936 Über einen grobkörnigen Hornfels von Herchenrode bei Ernsthofen im Modautal. Notizbl. V. Folge, Heft 17. 1936. S. 3—4.
Über den Hypersthengabbro von Groß-Bieberau im Odenwald und seine Einschüsse. Notizbl. V. Folge, Heft 17. S. 5—13. 1936.
- 1937 Geologische Beobachtungen im Simplontunnel und seiner Umgebung. Mit 2 Textfig. Notizbl. 5. Folge, Heft 18. 1937. S. 162—167.
nach der Hauptversammlung in Mainz. Ztschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 83. S. 676.
Blatt Lindenfels der geolog. Spezialkarte von Hessen 1: 25 000 mit Erläuterungen. II. Aufl. (I. Aufl. aufgenommen von C. CHELIUS, Darmstadt 1901).
- 1931 Über den Hornblendebasalt von Mitlechtern im Odenwald. Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beilage Bd. 64. Abt. A. Brauns-Festband.
- 1933 Zur Erinnerung an WILHELM SCHOTTLER. Notizbl. V. Folge, Heft 14. 1933.
Über die Basalte und Eisenerzvorkommen des östlichen Odenwaldes. Notizbl. V. Folge, H. 14. 1933.

Gefrittete Basalte des Vogelsberges.

Von OTTO DIEHL.

Gefrittete Basalte sind im Bereich des Vogelsberges recht merkwürdige Gebilde und schon seit vielen Jahren bekannt. Darüber lesen wir in der nachgelassenen Schrift WILH. SCHOTTLERS über den Vogelsberg¹⁾ folgendes: „Sehr auffallend sind die gar nicht selten vorkommenden Einwirkungen neu aufsteigender oder ausfließender Laven auf ältere Basalte, die in einer auf eine schmale Randzone beschränkten Frittung bestehen. Dabei wird der Olivin getrübt, der Augit oft gelb gefärbt und es entsteht sehr oft Pseudobrookit. Man kennt Frittungserscheinungen vom Gipfel des Rabensteines bei Salzhausen an einer Basaltscholle im Trapp (Erläuterungen zu Blatt Hungen, S. 57/58). Auf den Blättern Nidda und Schotten sind Frittungen mit und ohne Pseudobrookit an verschiedenen Stellen beobachtet worden (Erläuterungen S. 73—76). Ebenso auf dem Blatte Ulrichstein. Die stärkste Umwandlung mit Pseudobrookitbildung hat der saure Basalt des Eckmannshains bei Ulrichstein an dem von ihm durchdrungenen Nephelinbasanit hervorgerufen. (Erläuterungen zu Blatt Ulrichstein, S. 70—72.)“

Wenn ich im folgenden über einige neue Vorkommen von gefritteten Basalten berichte, so geschieht dies aus mehreren Gründen. Einmal sind bislang bei Frittungen von Basalten im Vogelsberg noch nicht beobachtete Mineralneubildungen festgestellt worden, zum zweiten ist an dem einen oder anderen Vorkommen die Lagerung des gefritteten zu dem frittenden Basalt besonders klar, drittens handelt es sich bei der einen neuen Fundstelle um ein Vorkommen, das an Umfang alles bis jetzt darüber im Vogelsberg bekannte in Schatten stellt. Viertens sei auf die Gefahr hingewiesen, einen gefritteten Basalt ohne gründliche mikroskopische Prüfung mit glasigen Oberflächenformen oder mit Glasbasalten zu verwechseln, und fünftens lassen sich auch aus den neuen Vorkommen Beweise für die Stromnatur der Basalte ableiten. Vielfach wird sich dabei die Gelegenheit bieten, auf beachtenswerte Veränderungen der Basalte hinzuweisen, die nur gelegentlich mit Frittungen verbunden sind.

Es handelt sich im folgenden um vier neue Vorkommen von gefrittetem Basalt:

1. Das Vorkommen am Helgenwald, 2,5 km nordöstlich von Vadenrod (Blatt Storndorf).
2. Die Frittung des Nebengesteines durch den sauren Basaltgang, 0,5 km westlich von Herchenhain (Blatt Gedern).

3. Die Frittung eines großen Felsens aus saurem feinkörnigem Basalt am Südgehänge des Fehdenberges bei Meiches (Blatt Storndorf).
4. Das gefrittete Felsenmeer vom Kernberg zwischen Gedern und Mittel-Seemen (Blatt Gedern).

1. Dieses Vorkommen ist nicht leicht zu finden, auch sind dort die Lagerungsverhältnisse recht unübersichtlich. Von Wallenrod führt eine Straße nach Vadenrod in nordwestlicher Richtung. Am Wasserbehälter verlassen wir sie und gehen in nordwestlicher Richtung weiter bis zum „Lappenwald“, biegen nach Südwesten ein, überschreiten den Basaltrücken am „Lenzenrück“ und kommen dann zum „Helgenwald“. Hart südöstlich des w von Helgenwald finden sich vereinzelt unter den vielen Blöcken und Brocken eines feinkörnigen, graubraunen, etwas blasigen, sauren Basaltes fast schwarze Stücke mit etwas mattem Glanz. Man könnte sie für glasige Ober- oder Unterflächenstücke halten. Außer diesem feinkörnigen sauren Basalt finden sich auch Blöcke von dunkelblaugrauer Farbe und ebenfalls feinkörniger Beschaffenheit, die einem feldspatreichen, vermutlich mittelsauren Basalt angehören. Die Lagerung dieser beiden Basaltarten ist in dem recht flachen, von Aufschlüssen freien Gelände unklar. Nicht einmal läßt sich angeben, was liegend und hangend ist. Nur das scheint festzustehen, daß die recht sparsam verteilten Fundstücke des gefritteten Basaltes etwa im Grenzgebiet zwischen den beiden Basaltarten liegen, und das eine ist ganz sicher, daß der graubraune, etwas blasige, saure Basalt die Frittung erlitten hat.

Unter dem Mikroskop erblickt man ein durchaus uneinheitliches Bild. Ja es ist schon mit bloßem Auge an den mattschwarzen Stücken manchmal eine schlierige Beschaffenheit zu erkennen, als sei noch eine Einschmelzung anderer Stoffe, vielleicht eines einstmals vorhandenen Aschentuffes, vor sich gegangen. An manchen Stellen des mikroskopischen Präparates erkennt man noch die für den sauren Basalt so bezeichnenden reichlich vorhandenen Plagioklasleisten, ferner körnige, gelb gefärbte, auf Augit zurückzuführende Massen, große und kleine Erzkörner und mittelgroße Olivine, die innen noch frisch, außen aber rotgelb sind, an ihrem Rand jedoch einen opaken Erzkranz erkennen lassen, von dem später noch zu sprechen ist. Im übrigen ist das ganze Bild durch feinste Erzstaubanhäufungen wolkig getrübt. Und wo die Erzanhäufung — hier handelt es sich vorwiegend um Magneteisen — besonders stark ist, leuchten aus dem dunklen Grunde rechteckige und sechsseitige, fast farblose Schnitte eines Minerals heraus, das nur Cordierit sein kann. Es ist dieses Mineral bis jetzt in gefritteten Basalten des Vogelsberges noch nicht beobachtet worden. Man erkennt deutlich, daß sich die Cordierite, übrigens innen mit kleinen, oft sehr zahlreichen Erzeinschlüssen versehen, mit den sie umhüllenden Erzmassen in ganz bestimmten, schlierenartigen Bändern vorfinden, die ich auf bei der Frittung eingeschmolzene tonige Tuffe zurückführe. Das bei Frittungen in Basalten gar nicht selten auftretende Mineral Pseudobrookit ist an diesem Fundort nicht zu sehen. Aber die wenigen noch erkennbaren Augite sind gelb gefärbt. Es wird sich eben hier in der Hauptsache um eine thermische Wirkung ohne pneumatolytische Vorgänge handeln.

2. Ein ebenfalls nur kleines Vorkommen findet sich etwa 0,5 km westlich von Herchenhain. Dort sind aber im Gegensatz zu dem Funde am Helgenwald die Beziehungen sehr klar. Leider ist dieses Vorkommen recht schwer zugänglich. Man kann von der Straße Hartmannshain nach Sichenhausen, etwa da wo

die Försterwohnung steht, nach Norden das etwas moorige Alluvium bei der „Eisenkaute“ überschreiten und sieht dann am oberen, östlichen Waldrand, fast völlig im Walde verborgen, mächtige Felsgebilde eines ausgesprochen dünnplattigen, auf frischem Bruch graugelb gefärbten, grobkörnigen, echt sauren Basaltes. Die dünnen Platten stehen meist steil und streichen ungefähr Westost. Die Felsen heben sich als ein nordsüdstreichender, sehenswerter Gang schroff aus der Umgebung hervor, die aus einem ganz dunklen, grauschwarzen, fast dichten, basischen Basalt besteht. Das Gelände fällt vom Gang aus nach Westen recht steil ab.

Der saure Gangbasalt hat ophitische Textur. Helle Augite umwachsen die großen Plagioklase. Die Olivine zeigen die bekannte Maschenstruktur und sind fast völlig in grüne bis braune, faserige Massen übergegangen, sind also so gut wie vollständig serpentinisiert. Das Erz erscheint als Titaneisen in großen gezackten Leisten und Haufwerken. Hie und da sieht man auch Apatitsäulchen. Die recht großen Plagioklase lassen in der symmetrischen Zone eine Auslöschungsschiefe bis zu 25° erkennen, enthalten demnach ungefähr 45% Anorthit. Im übrigen lassen sich an diesen prächtig entwickelten Plagioklasen herrliche Zwillingbildungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz beobachten.

Das Nebengestein, weitab vom Gang, fällt nur durch seine dunkle Farbe und beachtliche Härte, u. d. M. durch reichlich vorhandenes Magneteisen auf, das in feinsten Körnchen die augitreiche Grundmasse dieses porphyrischen, von Feldspat völlig freien Basaltes fast trüb erscheinen läßt. Die höchstens mittelgroßen Einsprenglinge von Olivin und sparsam verteilter Augit zeigen das normale Bild eines Basaltes. Das wird aber anders, wenn wir in unmittelbarer Nähe des Ganges nach seinem Nebengestein Ausschau halten. Der Kontakt ist zwar nicht aufgeschlossen. Doch lassen sich in dessen Nähe Stücke schlagen, die besonders hart sind und in flache, scherbenförmige Stücke zerspringen. U. d. M. beobachtet man auf den ersten Blick, daß an diesem Basalt merkwürdige Veränderungen vor sich gegangen sind, für die nur der saure Basalt des Ganges verantwortlich gemacht werden kann. Alle Olivine sind zwar immer noch frisch, haben aber einen schwarzen, im allgemeinen dünnen opaken Rand, der aus Eisenerzgemengteilen besteht. Vorwiegend sind es Magneteisenkörner, zwischen- durch ist auch Eisenglanz zu erkennen. Randlich getroffene Olivine lassen eine bis zur Undurchsichtigkeit gehende Häufung von kleinen Erzkörnchen erkennen, und selbst den Spaltrissen vieler Olivine entlang ist diese Erzneubildung zu verfolgen. An den wenigen als Einsprenglinge hervortretenden Augiten, die braune Farbe mit grünem Kern aufweisen, ist keine Einwirkung zu erkennen. Doch sei noch die ungewöhnlich dichte Erzbestäubung der Grundmasse hervorgehoben. Zur Cordieritbildung ist es hier bezeichnenderweise nicht gekommen, da es an Einschmelzungsstoffen toniger Art mangelte. Doch haben sich kleinste, gerade noch rot aufleuchtende Pseudobrookitkriställchen gebildet, die davon Zeugnis ablegen, daß die Frittung des Nebengesteines durch den sauren Gangbasalt von pneumatolytischen Vorgängen begleitet war. Es ist dieses Vorkommen ein kleines, freilich recht bescheidenes Gegenstück zu dem von WILH. SCHOTTLER²⁾ beschriebenen Gang am Eckmannshain bei Ulrichstein, wo aber der gefrittete leucithaltige Nephelinbasanit in unmittelbarer Nähe des sauren Gangbasaltes in großen, sehr harten, fast schwarzen Blöcken erhalten ist, wo überhaupt die Frittung stärkere Wirkung hervorgebracht hat als bei dem Gang westlich von Herchenhain. Auch am Eckmannshain läßt sich Pseudobrookit nach-

weisen, nicht aber Cordierit, vermutlich aus denselben Gründen. Im übrigen scheint der Gang am Eckmannshain den weiter nördlich und höher liegenden Stromrest eines grobkörnigen sauren Basaltes gespeist zu haben.

Es hat demnach westlich von Herchenhain der nordsüstreichende Gang eines sauren Basaltes nur schwache, aber u. d. M. deutlich nachweisbare Frittungen am Nebengestein hervorgerufen, die mit vermutlich auf pneumatolytischem Weg entstandener Pseudobrookitbildung verbunden ist.

3. Ein drittes Vorkommen scheint ganz andere Beziehungen aufzudecken. Hier kann es sich nämlich nicht um durch aufgestiegene Gangbasalte verursachte Frittungen des Nebengesteins handeln. Vielmehr dient dieses Vorkommen vorzüglich als Überleitung zu dem nächsten, dem umfangreichsten, das bislang im Vogelsberg gefunden worden ist.

Wir gehen von Meiches (Blatt Stordorf), das durch das Auftreten ganz grobkörniger Nephelindolerite bekannt geworden ist, am Nordausgang des Dorfes halb rechts von der Straße ab nach dem Fehdenberg, dessen höchster Teil sich von Süden nach Norden erstreckt und aus einem bläulichgrauen, porphyrischen Basalt zusammensetzt. Das Gestein dieses Stromrestes ähnelt zwar dem Romröder Typ, gekennzeichnet durch Gelbrandolivine als Einsprenglinge und eine augitreiche Grundmasse, in der neben kleinen Magneteisenkristallen etwas Plagioklas in Leistenform und als Füllmasse auftritt. Da aber Leucit nicht einmal selten angetroffen wird, haben wir dieses Gestein zu den Leucitbasaniten zu stellen, die gerade im Blattgebiet Stordorf nach den bei der geologischen Aufnahme bis jetzt gemachten Erfahrungen recht verbreitet sind.

Dieser oberste Basaltstrom liegt auf einem feuerroten, tonigen Aschentuff von wechselnder Mächtigkeit. Er ist an verschiedenen Stellen um den Fehdenberg festzustellen und am Südende des Leucitbasanitstromes sogar gut aufgeschlossen. Unter diesem roten Tuff ist wiederum um das ganze Fehdenberggehänge ein feinkörniger, graubrauner, saurer Basalt zu beobachten, der den zweitobersten Strom darstellt und fast 15 m mächtig ist. Diese feinkörnige, saure Basaltart ist in der Umgebung von Meiches weit verbreitet. Am Fehdenberg liegt dieser Strom unmittelbar auf einem porphyrischen, feldspatarmen oder gar -freien Basalt von dunkler Farbe. Der Fehdenberg ist also aus drei Basaltströmen, gewissermaßen aus drei Stockwerken aufgebaut, von denen die beiden oberen für uns von ganz besonderer Bedeutung sind. Kurz bevor wir nämlich beim Anstieg auf den Fehdenberg an den Wald kommen, erblicken wir einen besonders großen Felsen als obersten Teil des feinkörnigen, sauren Basaltstromes. Im unteren Teil dieses gut 2 m hohen Felsgebildes ist dieser saure Basalt noch von normaler Beschaffenheit. Der obere, mindestens 1 m starke Teil ist aber ganz dunkel gefärbt und fast schwarz, außerdem eigenartig mattglänzend, jedenfalls ganz ähnlich wie die uns schon bekannten gefritteten Basalte am Helgenwald und bei Herchenhain. Beim Zerschlagen zerfällt er in spitzige Scherben. Auf alle Fälle zeigt er ein dem normalen Basalt gegenüber recht auffälliges Verhalten. Dies ergibt sich aber besonders deutlich bei der mikroskopischen Untersuchung im An- und Dünnschliff.

Von den Basaltgemengteilen ist im Dünnschliff gar nichts mehr zu sehen. Es scheinen vielmehr nur Neubildungen vorzuliegen. Man erblickt nur eine durch Erzkörner fast undurchsichtig gewordene Grundmasse, in der ein Cordieritkristall neben dem anderen liegt, gewöhnlich mit kleinen Erzkörnchen als Ein-

schlüsse. Rechtecke und Sechsecke mit der für Cordierit so bezeichnenden Drillingbildung beherrschen das eigenartige Bild. Dabei lassen die Rechtecke stets eine etwas höhere Polarisationsfarbe erkennen als die Sechsecke, was mit den optischen Konstanten dieses Minerals gut übereinstimmt. Pseudobrookit ist nicht nachzuweisen. Doch sind noch einige mit zeolithartigen, faserigen Massen ausgefüllte Blasenräume zu erwähnen, denn es handelt sich ja um die Oberfläche des feinkörnigen, sauren Basaltes, der auch außerhalb dieser gefritteten Zone von blasiger Beschaffenheit ist. Das auftretende Erz ist vorzugsweise Eisenglanz, der auch die Olivine umkrustet. Mit weiteren, vielleicht unscheinbaren Funden von solchen gefritteten Basalten um den Fehdenberg in seinen oberen Lagen ist zu rechnen.

Hier haben wir es wegen des ungewöhnlichen Cordieritreichtums fraglos mit Einschmelzungen tonig-tuffiger Massen zu tun, die auch gleich oberhalb des gefritteten Felsens anstehen. Anscheinend ist die Frittung und Einschmelzung durch den hangenden Leucitbasanit erfolgt an einer Stelle, wo die Tufflage wenig mächtig ist. Jedenfalls handelt es sich hier um ein ganz besonders sehenswertes Basaltvorkommen, dessen Erhaltung nur zu wünschen ist.

4. Damit kommen wir zum weitaus umfangreichsten Vorkommen gefritteter Basalte, das bislang im Vogelsberg aufgefunden worden ist. Manche Bergzüge in der Umgebung von Gedern lassen gerade so wie am Fehdenberg bei Meiches einen Aufbau aus mehreren Basaltströmen erkennen, die abwechselnd aus basischen und sauren Basaltgesteinen bestehen. Auch Tufflagen sind ab und zu zwischengeschaltet. Einen besonders übersichtlichen Aufbau, dem des Fehdenberges recht ähnlich, zeigt nun der Kernberg südöstlich von Gedern, westnordwestlich von Mittel-Seemen, nahe am unteren Rand des Blattes Gedern. Dieser Berg ist von den Bahnstationen Gedern und Ober-Seemen bequem zu erreichen.

Der Kernberg bildet eine bewaldete Kuppe, die sich aus einem Basaltstromrest aufbaut, also dem Überbleibsel einer ehemals weit ausgedehnten Basaltdecke. Am Südwestgehänge dieser Kuppe in etwa 445 m Höhe werden in einem im Wald versteckten kleinen Bruch in diesem Basalt Steine für die Beschotterung der Waldwege gebrochen. Der Basalt liegt dort unmittelbar auf rotem Aschentuff, der an einigen Stellen um den Kernberg nachzuweisen ist. Er bildet bestimmt das Liegende dieses Stromrestes. Der Basalt selbst ist für praktische Zwecke nicht viel wert, da er sehr leicht in eckige, erbsengroße Stücke zerfällt und zu Sonnenbrand neigt. Eine braunblaufleckige, höckerige Bruchfläche ist ihm eigen, und das Gestein ist ganz demjenigen ähnlich, das in dem großen Steinbruch bei Altenburg (Blatt Alsfeld) gebrochen wird. Es gehört dort zur dritten Ergußphase und ist dem Romröder Typ zuzuweisen.

Auch unter dem Mikroskop sind die Flecken namentlich bei schwacher Vergrößerung deutlich zu sehen. Es zeigt sich, daß die blauen Flecken den ganz frischen Bezirken entsprechen, die braunen dagegen Trübungen darstellen. Mittelgroße, seltener große Olivine mit rotgelbem Rand und ganz frischem Kern und einige mittelgroße, graugelbe Augite kennzeichnen als Einsprenglinge das mikroskopische Bild. An den Olivinen sitzen kleine bis mittelgroße Magnetitkristalle. Die Grundmasse enthält viel Augit, etwas Plagioklas in Leisten und farblose ab und zu schwach polarisierende Glasmasse. Die dunklen, trüben Flecken zeigen dasselbe Bild, nur sind die glasigen Bezirke in eine offenbar durch Entglasung faserige und zugleich braungelb gefärbte, trübe Masse umgewandelt worden.

Dieser Basalt liegt also auf dem roten Aschentuff von wechselnder Mächtigkeit, und gleich unterhalb dieses Tuffbandes, also außerhalb des Kernberggipfels, und zwar auf seiner Süd- und Ostseite, findet man ein wahres Blockmeer, das unsere Aufmerksamkeit in Anspruch nimmt. Am Osthang des Kernberges gehen zwei Wege fast parallel zu einander in nordsüdlicher Richtung. Zwischen beiden sind die oft über tischhohen Felsen besonders zahlreich. Sie erstrecken sich aber auch nach Westen bis fast zu dem Forstgarten und nach Osten bis an den nach Ober-Seemen führenden Waldweg. Die Felsen sind über ein Gebiet von wenigstens 400 m Länge in Nordsüdrichtung und reichlich 100 m Breite in Ostwestrichtung zerstreut, wechseln stark in ihrer Größe und erreichen gar nicht selten über 1 cbm Inhalt. Dabei machen die meisten dieser Blöcke auf den ersten Blick schon einen gar eigenartigen Eindruck. Schon die dunkle, fast schwarze Farbe vieler Blöcke ist etwas besonderes, dann ist das Äußere der Blöcke oft dadurch ausgezeichnet, daß plattige Stücke oder Scherben abgesprungen sind, so daß eine eigenartig unruhige Oberfläche entstanden ist. Beim Zerschlagen der ungewöhnlich harten Blöcke erhält man scharfkantige, spitzige Bruchstücke, so gut wie niemals aber ein formgerechtes Handstück. Nicht selten möchte man beinahe meinen, die Blöcke seien angeschmolzen worden.

Schon dieser Befund läßt nach den oben niedergelegten Erfahrungen auf Frittung schließen. Bei der eingehenderen Untersuchung des Blockmeeres an Ort und Stelle ließ sich noch folgendes feststellen, was für die Beurteilung der Beziehungen der gefritteten Basaltblöcke zur Umgebung von Bedeutung sein dürfte.

Vor allem lassen sich dreierlei Arten unter diesen Blöcken feststellen. Sie sind nämlich durchaus nicht alle gefrittet. Man findet häufig Blöcke eines sauren oder wenigstens mittelsauren Basaltes, der meistens sehr feines Korn und bläulichgraue Farbe hat. Das Gestein zeigt u. d. M. noch porphyrischen Aufbau mit am Rande rotgelben, kleinen Olivinen und einigen graugelben Augiten als Einsprenglingen. In der Grundmasse sind kleinste Augitkörnchen, viele kleine Plagioklase und Erz in einzelnen Körnern, meist aber in dünnen, gezackten Leisten ziemlich gleichmäßig verteilt. Seltener sind Blöcke eines echt sauren, dunkelgrauen, deutlich körnigen Basaltes mit ophitischer Textur. Beide Gesteinsarten finden sich auch zusammen an ein und demselben Block. Vielleicht liegt hier eine schlierige Durchdringung des feinkörnigen durch den deutlich körnigen Basalt vor, oder es handelt sich um zwei unmittelbar übereinander liegende Ströme saurer Beschaffenheit. Beide zusammen bilden jedenfalls das Liegende des roten, etwas tonigen Aschentuffes bzw. des obersten Basaltes vom Romröder Typ. Am häufigsten sind aber die schwarzen, von oben bis unten gefritteten Basaltblöcke. Und es ist sehr bezeichnend, daß ihre Häufigkeit mit der Annäherung an den hangenden Basalt, bzw. seiner Tuffunterlage auffällig stark zunimmt. Nicht nur die meisten, sondern auch die größten der gefritteten Blöcke finden sich in der Nähe der Oberkante der unter dem Tuff liegenden sauren Basaltphase. Einige weitab liegende Blöcke mögen durch Abgleiten etwas verlagert worden sein. Es besteht auch nach der mikroskopischen Untersuchung kein Zweifel darüber, daß vorwiegend der feinkörnige, seltener der deutlich körnige saure Basalt die Frittung erfahren hat. Im übrigen ist auch die Unterkante dieser sauren Basaltphase im Südosten des Kernberges in etwa 430 m Höhe festzustellen, wo er anscheinend ohne Zwischenschaltung eines Tuffes

auf einem an großen Olivinen reichen, ausgesprochen porphyrischen, dunklen Basalt ruht. Frittionen sind an dieser Grenzzone nicht beobachtet worden.

Aus diesen Tatsachen dürfte hervorgehen, daß die Frittung von oben durch den aufliegenden Basalt erfolgt sein wird, wobei Tuffbestandteile eine Einschmelzung erfahren mußten, ein Ergebnis, das an das ganz ähnlich gelagerte Vorkommen vom Fehdenberg bei Meiches erinnert. Die am Fehdenberg und Kernberg über den gefritteten, sauren Basalten liegenden Basalte vom Romröder Typ sind als Stromreste anzusehen, die einstmals einen viel größeren Umfang hatten. Durch Abtragung ist die gefrittete Oberfläche des liegenden sauren Basaltes bloßgelegt worden und in einzelne Blöcke zerfallen, die wegen ihrer durch die Frittung hervorgerufenen Härte der Verwitterung besonders großen Widerstand entgegensetzen können.

Jedenfalls ist dieses ungewöhnlich umfangreiche Vorkommen von gefritteten Basaltblöcken eine geologische Sehenswürdigkeit allerersten Ranges, für deren Erhaltung Schritte getan werden.

Weitere Einzelheiten liefert das mikroskopische Bild. Wenn die oben geäußerte Annahme richtig ist, daß am Fehdenberg bei Meiches die Frittung wegen der unmittelbaren Nachbarschaft eines Tuffes mit einer Einschmelzung toniger Bestandteile eben dieses Tuffes verknüpft war und deshalb die so bezeichnende Cordieritbildung auftrat, dann müssen wir auch am Kernberg wegen der ganz ähnlichen Lagerungsverhältnisse Cordierit erwarten. Und dies ist denn auch der Fall. Unter den vielen Präparaten sind einige, keineswegs alle, die Cordierit sogar in großen Mengen zeigen, andere lassen dagegen keine Spur davon erkennen, wohl deshalb, weil die Einschmelzung fehlt und nur eine Frittung, also eine Wärmewirkung vorliegt. Einige Schiffe enthalten Schlieren, die recht reich an kleinen Plagioklasen sind. Im übrigen ist das ganze Präparat mit einem Erzstaub überzogen, der sich in unregelmäßigen Haufwerken zusammenballt oder gar als Pseudomorphosen nach Olivin auftritt. In solchen Schriffen pflegt sich auch sehr viel Pseudobrookit einzustellen. Manchmal sind gelb gefärbte Augitreste zu sehen. Andere Präparate lassen eine ausgesprochene Uneinheitlichkeit erkennen, was für Frittionen recht bezeichnend zu sein pflegt. Ein Teil zeigt noch das oben kurz geschilderte Bild des feinkörnigen, mittel-sauren Basaltes, doch sind die Olivine stets mit Erzkörnchen überstäubt. An anderen Stellen ist die Grundmasse des Basaltes zu einer aggregatpolarisierenden, zeolithähnlichen Masse geworden. Wieder eine andere Stelle läßt schlierenartig viele Plagioklase und Cordierite neben Erzbildung erkennen, die oft zu großen dunklen Feldern sich zusammenhäuft, aus der die Cordierite so eigenartig herausleuchten. In einem Präparat, das aus einem Oberflächenstück eines großen Blockes stammt, wechseln Schlieren mit viel Pseudobrookit ab mit solchen, die fast nur Cordierite enthalten. Wieder andere Schiffe lassen sehr viele Olivine mit opakem Erzrand erkennen. Die Augite liegen da in körnigen, gelben Gebilden vor, während die aggregatpolarisierende Grundmasse dicht gedrängte Erzkörnchen aufweist ohne Cordieritbildung. Auch bei diesem Vorkommen ist vermutlich das Auftreten des Cordierits an eingeschmolzene tonige Fetzen gebunden, die aus dem überlagernden Aschentuff stammen dürften.

Im Anschluß kann man sich davon überzeugen, daß die Erzbildung in den gefritteten Basalten keineswegs einheitlich ist. Am Kernberg läßt sich in dem einen Handstück nicht viel mehr feststellen, als daß Magneteisen vorherrscht, freilich gelegentlich mit Ilmenitschlieren. Es wird sich demnach um ein Magnet-

eisen handeln, das mit Titansäure ungefähr gerade gesättigt ist, ohne nennenswerte Entmischungen zu zeigen. In anderen Handstücken macht man aber die Beobachtung, daß recht große Magneteisenkörner wie von einander parallelen Spaltrissen durchzogen erscheinen, daneben erblickt man Ilmenitleistchen und eine große Menge von hell silbergrau aufleuchtenden Kristallen, die ich als Eisenglanz ansprechen muß. Dieser im auffallenden Licht sehr viel heller als Magneteisen erscheinende Eisenglanz scheint besonders in denjenigen Handstücken aufzutreten oder gar vorzuherrschen, die im Dünnschliff ansehnliche Pseudobrookitbildung erkennen lassen. Die oben erwähnten opaken Erzränder um Olivin bestehen entweder aus Magneteisen oder auch vollständig aus Eisenglanz, je nachdem nur eine Frittung oder auch eine pneumatolytische Einwirkung in Frage kommt. Ganz ähnliches gilt auch für das Vorkommen am Fehdenberg bei Meiches.

Wir dürfen zusammenfassend feststellen, daß an gefritteten Basalten die Erzränder der Olivine und eine allgemeine Überstäubung durch kleine Erzkörnchen ungemein kennzeichnend sind, falls man überhaupt noch Gemengteile des Basaltes erkennen kann. Vielfach stellen die Augite unter Gelbfärbung eine grobkörnige Masse dar, und Eisenglanz tritt mit Pseudobrookit als Beweis für der Frittung parallel laufende Pneumatolyse auf. Und überall da, wo sich Gelegenheit zur Einschmelzung toniger Tuffe bot, hat sich Cordierit in großen Mengen neugebildet. Uneinheitlichkeit des Schliffbildes ist ferner recht bezeichnend für solche Fritturen. Es ist zu hoffen und jedenfalls auch zu erwarten, daß die weitere geologische Aufnahme noch mehr solcher Fritturen feststellt, damit man auch darüber aussagen kann, weshalb solche Erscheinungen nicht überall dort auftreten, wo ein Basaltstrom über einem anderen liegt. Man könnte wohl daran denken, daß nur dann eine Frittung auftritt, wenn sich eine Basaltlava über einen wohl erstarrten, aber noch nicht völlig erkalteten Basaltstrom ergießt. Auch auf Mächtigkeit, Temperatur und Dampfgehalt wird es ankommen. Jedenfalls müssen einige besondere Bedingungen erfüllt sein, damit eine Frittung namentlich in einem solchen Ausmaße wie am Kernberg zustande kommen kann. Hoffentlich gelingt es bald durch neue Funde darüber Klarheit zu schaffen.

Das Auftreten von Pseudobrookit ist im Vogelsberg schon öfters bei Fritturen beobachtet worden, z. B. am Eckmannshain bei Ulrichstein^{1, 2)}. Ein besonders bemerkenswertes Vorkommen eines an Pseudobrookit sehr reichen Basaltes liegt bei Brauerschwend auf Blatt Alsfeld^{3, 4)}. Dort handelt es sich nicht um Frittung, sondern um den Kontakt eines mittelsauren Basaltes mit tertiären Quarzitsanden, die in der Umgebung abgebaut werden. Außer der Pseudobrookitbildung läßt sich dort noch besonders schön die Verdrängung von Olivin durch Eisenglanz, die auffällige Gelbfärbung der Augite und schließlich deutliche Zeolithbildung beobachten, also Erscheinungen, die uns mehr oder minder deutlich bei unsren gefritteten Basalten begegneten.

Dagegen scheint die Neubildung von Cordierit in gefritteten Basalten des Vogelsberges noch nicht beobachtet worden zu sein. Und doch fehlt dieses Mineral dem Vogelsberg keineswegs. Fast in allen Einschlüssen von vermutlich tertiären Sandsteinen in einer ganzen Reihe von Basalten habe ich Cordierite nachgewiesen^{3, 5)}. So am Münchberg bei Alsfeld, im Leucitbasanit von Vockenrod (Blatt Alsfeld), im Basalt vom Rotzeberg und vom Bechtelsberg (Blatt Grebenau). Auch in den Einschlüssen des Basaltes vom Otzberg (Blatt Groß-

Umstadt) tritt er auf. Dabei läßt sich die Beobachtung machen, daß namentlich gebänderte Einschlüsse lagenweise besonders zahlreiche Cordierite erkennen lassen. Offenbar hat es sich dabei um Einschlüsse eines geschichteten Sandsteines mit Ton- oder Glimmerlagen gehandelt. Auch P. RAMDOHR⁶⁾ erwähnt Cordierit im Kontakt des Basaltes der blauen Kuppe bei Eschwege mit Buntsandstein und bringt sein Auftreten mit ursprünglichen Glimmerlagen in Beziehung.

Gewiß kann man bei oberflächlicher Betrachtung einen gefritteten Basalt wegen seiner fast schwarzen Farbe und des eigenartigen matten Glanzes für rasch erkaltete Ober- oder Unterflächenstücke eines Basaltstromes oder aber auch für einen glasreichen Basalt halten, wie er in Durchbrüchen und Gängen im Vogelsberg nicht einmal selten ist. Besonders dann ist eine Verwechslung möglich, wenn sich der Durchbruch wenig aus seiner Umgebung heraushebt, kein Aufschluß vorliegt und man auf Lesesteine angewiesen ist. So finden sich, um nur ein Beispiel anzuführen, hart südlich von Burkhardts (Blatt Gedern) schwarze, matt glänzende Lesesteine, die zu einem am Weg von Burkhardts nach dem Heeg-Wald liegenden basaltischen Durchbruch gehören und nichts mit Frittung zu tun haben.

Die mikroskopische Untersuchung läßt aber niemals Zweifel darüber aufkommen, um was für eine basaltische Besonderheit es sich handelt. Man wird stets sofort einen Basalt, dessen Gemengteile in ihrer Ausbildung durch rasche Erstarrung unterbrochen worden sind von solchen Basalten unterscheiden können, deren Gemengteile durch äußere Einwirkungen nach erfolgter Erstarrung beeinflusst oder gar zum Verschwinden gebracht worden sind, zumal eine Reihe von beachtenswerten und bei sorgfältiger Untersuchung nicht zu verkennenden Begleiterscheinungen damit verbunden sind.

Schließlich wäre auch ein Wort darüber zu sagen, daß solche Frittungen, soweit sie nicht an Basaltdurchbrüche geknüpft sind, bis jetzt nur an der Oberkante eines Basaltstromes beobachtet worden sind im Gegensatz zu glasigen Stromaußenflächen, die oben und unten sich einzustellen pflegen. Dies gilt namentlich für den Fehdenberg bei Meiches und Kernberg bei Gedern. Aber auch die von WILH. SCHOTTLER kartierten Vorkommen, auf die zu Beginn dieser Arbeit schon hingewiesen worden ist, lassen den Schluß zu, daß es die Oberkante eines Stromes ist, die vom hangenden Strom eine Frittung erfahren hat. Es dürfte auch diese Tatsache für die Stromnatur der weitaus meisten Vogelsbergbasalte sprechen. Von Intrusionen, wie sie W. KLÜPFEL in seinen Arbeiten annimmt, kann in diesen Fällen keine Rede sein.

Schriftenverzeichnis.

1. SCHOTTLER, WILH. †: Der Vogelsberg. Dieses Notizblatt, V. Folge, Heft 18. Darmstadt 1937.
2. SCHOTTLER, WILH. †: Erläuterungen zu Blatt Ulrichstein. Darmstadt 1931.
3. DIEHL, O.: Beiträge zur Kenntnis der Basalte des Vogelsberges. Dieses Notizblatt, V. Folge, Heft 7. S. 96/97. Darmstadt 1925.
4. DIEHL, O.: Erläuterungen zu Blatt Alsfeld. Darmstadt 1926. S. 54 und 43/44.
5. DIEHL, O.: Mikroskopische Beobachtungen und kristalloptische Messungen an Mineralien in Basaltgesteinen der Umgebung Alsfelds in Oberhessen. Dieses Notizblatt, V. Folge, Heft 6. Darmstadt 1924. S. 282.
6. RAMDOHR, P.: Ueber die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. Diss. Göttingen 1919.

Der Nephelindolerit von Gunzenau im Vogelsberg.

Von OTTO DIEHL.

Im folgenden sei über einige Ergebnisse der geologischen Aufnahme der unmittelbaren Umgebung von Gunzenau (Blatt Freiensteinau) im Anschluß an die im letzten Notizblatt veröffentlichten Mitteilungen über Nephelindolerite im Vogelsberg berichtet¹⁾. Ebenso wie die Fundstellen von Nephelindoleritblöcken nahe dem Sigmundshäuser Hof zwischen Ulrichstein und Kölzenhain und an der „kalten Buche“ bei Hartmannshain verdanken wir die Kenntnis auch des Vorkommens bei Gunzenau den geologischen Aufnahmen H. TASCHE'S.

Auf der Sektion Herbstein-Fulda ist Nephelindolerit sowohl unmittelbar bei Gunzenau als auch auf dem Gipfel der Naxburg (beide Fundstellen auf Blatt Freiensteinau) gezeichnet. In dem zu dieser Sektion gehörenden Text²⁾ erwähnt aber H. TASCHE auf S. 30/31 nur das Vorkommen um Gunzenau, nicht aber das von der Naxburg. Es dürfte deshalb bei dem Druck dieser Karte an der Naxburg „Trachydolerit“ (Nr. 71 der Legende, rote Punkte) mit „Nephelindolerit“ (Nr. 72, schwarze Punkte) verwechselt worden sein. Denn TASCHE hebt auf S. 29 ausdrücklich hervor, daß die Spitze der Naxburg aus bräunlichgrauem „Lungstein“ besteht. Tatsächlich finden sich auf dieser Höhe große Blockmassen aus einem hellen bräunlichgrau gefärbten, blasigen, feinkörnigen, echt sauren Basalt, wie er im höheren Vogelsberg weit verbreitet ist.

Da nun H. TASCHE bei seinen ganz große Gebiete umfassenden Aufnahmen bei Gunzenau nur „einzelne Steine auf dem Felde“ umherliegen sah, war anzunehmen, daß es sich nach den Erfahrungen bei der „kalten Buche“ bei Hartmannshain¹⁾ um von einer Höhe abgerollte Lesesteine handelt. Es war deshalb zu hoffen, daß bei der sorgfältigen Begehung des westlich von Gunzenau sich erhebenden Berges, der den Namen „Horst“ führt, sich Anhaltspunkte für das primäre Auftreten dieses grobkörnigen Gesteins finden ließen. Zudem hat A. SOMMERLAD³⁾, der das Gestein zu den Tephriten stellte, die Vermutung ausgesprochen, daß einige braune Felsen nahe dem Dorfausgang am Weg nach Metzlos das zu dem grobkörnigen Gestein gehörende Anstehende seien.

Einige wenige im Spätsommer 1937 erfolgte Begehungen der Umgebung von Gunzenau ergaben folgendes:

Im Bereich der Ortschaft sind bei Grabungen nur an Olivinknollen reiche Basalte zum Vorschein gekommen, die am Nordostfuß des Horstes in etwa 510 m über NN von einem roten Aschentuff bedeckt werden. Auf dem Wege von Gunzenau nach Norden in Richtung Metzlos sind auf den Äckern zur Linken ganz vereinzelt kaum über faustgroße Lesesteine des grobkörnigen Nephelin-

dolerits zu beobachten. Man braucht aber nur von irgend einer Stelle den Horst zu besteigen, um sich davon zu überzeugen, daß mit der Annäherung an die höheren Lagen dieses Berges diese Fundstücke häufiger und auch größer werden, daß also ihr Anstehendes hoch oben auf dem Horst zu erwarten ist. Zu diesem Aufstieg eignet sich ein steiler Waldweg, der im Nordosten auf den Berg führt, oder derjenige, der von der Straße nach Niedermoos von Westen her kommt oder auch derjenige, der von Gunzenau nach dem Friedhof führt. An letzterem erblickt man in etwa 535 m Höhe einen 40 cm starken Block dieses Gesteines, der hoffentlich noch lange liegen bleibt. Ganz oben auf der nichtbewaldeten Höhe ist auf manchen steinigten Ackerböden fast jeder zehnte Lesestein ein Nephelindolerit, der gewöhnlich eine graugelbe Verwitterungsrinde besetzt, von der sich oft die großen, schwarzen Augite gut abheben.

Der Horst ist ein Berg von etwas eigenartiger Gestalt. Er erreicht in einer sich etwas abhebenden Anhöhe südwestlich vom Friedhof 551,5 m. Von hier zieht sich ein 541 m hoher Rücken nach Südosten zum „Briegel“, ein anderer, breiterer und auch etwas höherer (550 m) nach Nordosten. An einigen Stellen steht der diesen Berg zusammensetzende Basalt an, und sogar drei kleine Schürfe sind zu finden, in denen ab und zu Steine gebrochen werden. Hier und da sind echte Sonnenbrenner als Lesesteine zu finden. Man sieht aber auch einen solchen Sonnenbrandbasalt als senkrechte, 30 cm dicke Prismen südwestlich von der oben erwähnten, 551,5 m hohen Anhöhe prächtig aufgeschlossen. Das Gestein ist eigenartig braun-blaufleckig, enthält viele ganz frische, grüne, bis faustgroße Olivinknollen und gehört zum Romröder Typ.

Die Neigung zum Sonnenbrand ist wohl auch mit der Grund, weshalb am Horst kein größerer Abbau aufkommen kann. Unter allen Handstücken, die auf dem Horst aus dem Anstehenden geschlagen worden sind, ist nicht ein einziger Basalt vorhanden, der sich nicht dem Romröder Typ eingliedern ließe. So z. B. an dem steilen, felsigen Gehänge am Briegel, in mehreren Schürfen südwestlich und südlich vom Friedhof und in einem kleinen Bruch im nordöstlichen Teil des Horstes, 100 m südlich von Δ 550 m. Gewiß sind kleine Unterschiede namentlich in der Korngröße vorhanden. Stets liegen aber porphyrische Basalte von meist blaugrauer Farbe vor, in denen Gelbrandolivine nebst sparsam verteilten Augiten als Einsprenglinge sich mehr oder weniger scharf von der Grundmasse abheben, die stets sehr augitreich ist. Zwischen den einzelnen Augitprismen der Grundmasse ist noch reichlich Platz für oft beachtliche Mengen von farblosem Glas und Plagioklas, der manchmal als Leisten, meist aber in poikilitischer Form auftritt. Mittelgroße Magneteisenkörner sind recht gleichmäßig über den Schliff verteilt. Nicht einmal selten sind kleine Biotitfetzen. Fast immer enthalten die Basalte viele Olivinknollen von frisch-grüner Farbe und recht ansehnlicher Größe.

Wir dürfen daraus schließen, daß sich der ganze Berg aus Basalten von dieser Abart zusammensetzt, freilich ist es sehr wahrscheinlich, daß wenigstens zwei Ströme übereinander liegen. Es ist auch gar nicht ausgeschlossen, daß der schon erwähnte Gipfel bei Δ 551,5 m aus einem besonderen, recht kleinen Stromrest besteht, da er sich so eigenartig von seiner Umgebung abhebt. Jedenfalls häufen sich in den höchsten Lagen des Horstes die Fundstücke von grobkörnigem Nephelindolerit derart, daß man sein Anstehen in dem obersten Basaltstrom zu erwarten hat. Tatsächlich ist es beim sorgfältigen Absuchen der vorhandenen Schürfe in zwei Aufschlüssen gelungen, das grobkörnige Gestein

anstehend zu finden. Der eine kleine Bruch befindet sich im Nordosten nahe Δ 550 m, der andere 150 m südlich vom Friedhof. Da in Schliffen von Handstücken, die auch das Nebengestein enthalten, auch nicht die Spur einer Salbandbildung zu sehen ist, ganz so, wie dies beim Nephelindolerit von Meiches¹⁾ schon eine eingehende Schilderung erfahren hat, haben wir den Nephelindolerit in diesen Schürfen nicht als Gang sondern als schlierenartige Nachschübe zu erwarten. Tatsächlich sieht man in den beiden genannten Aufschlüssen an mehreren Stellen, daß der an Olivinknollen oft überreiche Basalt von mehreren dünnen, aber gelegentlich bis zu 40 cm dicken Schlieren durchzogen und nicht etwa von einem Gang durchsetzt wird. Auf diese beiden Vorkommen sei besonders hingewiesen, weil sie bis jetzt die einzigen sind, in denen man den grobkörnigen Dolerit mit seinem Nebengestein anstehend bewundern kann. Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die höchsten Teile des Horstes für das Auftreten dieser grobkörnigen Nephelindolerite in Frage kommen, daß also alle die in unmittelbarer Nachbarschaft von Gunzenau auf den Feldern umher liegenden Lesesteine des Dolerits von den höheren Lagen des Horstes abgeglitten sind. Auf keinen Fall bilden, wie H. SOMMERLAD vermutet, einige Felsen am Nordausgang von Gunzenau das Anstehende dieses grobkörnigen Gesteines. Der auf der Sektion Herbststein-Fulda bei Gunzenau eingezeichnete Bezirk mit Nephelindoleritblöcken muß also über den ganzen Horst hinweg ausgedehnt werden, denn auch auf dem Nordwestgehänge dieses Berges sind solche Blöcke und Lesesteine zu beobachten.

Von dem grobkörnigen Gestein selbst ist noch folgendes hinzuzufügen: Im allgemeinen fallen diese Gunzenauer Lesesteine durch ihr grobes Korn auf, doch hält es sich fast durchweg in bescheideneren Grenzen als z. B. bei Meiches. Die Augite sind höchstens einmal 1 cm lang. Manchmal sieht so ein Lesestück auf frischer Bruchfläche nicht viel anders aus als ein Diorit oder Gabbro, verdient also den Namen Dolerit. Doch kommen solche Gesteine auch bei Meiches und den übrigen Orten vor, wo Nephelindolerite nachgewiesen worden sind. Nirgends ist ein Salband zu sehen. Vielmehr wachsen auch hier die Augite aus dem Nebengestein in den Dolerit hinein, und auch ein Stoffaustausch scheint sehr wohl stattgefunden zu haben. So sehr ähnlich also dieser Dolerit dem bei Meiches ist, namentlich was sein Auftreten anbelangt, so sehr beachtliche Unterschiede scheinen im Mineralbestand vorzuliegen. Das ist ja auch schon bei den Gesteinen besonders am Sigmundshäuser Hof hervorgehoben worden¹⁾, wo die Nephelindolerite verschiedenen Nebengesteinen angehören und sich im Mineralbestand keineswegs völlig gleichen. Auch dort sind gelegentlich an Plagioklasen recht reiche Nephelindolerite zu beobachten. Dies ist nun bei dem Gestein von Gunzenau in ganz besonders starkem Maße der Fall. Unter den im Dünnschliff so gut wie farblosen Gemengteilen herrschen Plagioklase durchaus vor, der Nephelin tritt entschieden zurück und ist in manchem Präparat optisch kaum einwandfrei nachzuweisen. Die Behandlung mit Salzsäure und anschließende Färbung der Schriffe läßt aber den Schluß zu, daß in den meisten Handstücken das Gewirr von Plagioklasen kleine Nephelinmengen auch dann enthält, wenn sie optisch nicht zweifelsfrei zu fassen sind. Jedenfalls steht fest, daß es sich hier bei Gunzenau um einen gegenüber dem Meichseser Gestein an Nephelin recht armen, an Plagioklasen reichen Nephelindolerit handelt. Allem Anschein nach gehört dieses Gestein einer etwas sauren Abart an.

Gewiß sind die vielen Lesesteine keineswegs von gleicher Beschaffenheit. Gemeinsam ist aber ihnen allen ein auffälliges grobes Korn, das freilich nur ab und

zu an das grobkörnige Gefüge der Nephelindolerite bei Meiches heranreicht. Die grobkörnigsten Stücke fanden sich in den beiden schon erwähnten Aufschlüssen südlich vom Friedhof und im Nordostteil des Horstes nahe am Waldrand. Die Augite werden hier gelegentlich sogar etwas über 1 cm lang und lassen unter dem Mikroskop deutlichen Pleochroismus, Sanduhrbau und violettbraune Farbe ganz genau so erkennen, wie dies in den bekannten Vorkommen bei Meiches, Zell bei Alsfeld, kalte Buche bei Hartmannshain und am Sigmundshäuser Hof der Fall ist. Offenbar handelt es sich um einen ausgesprochenen Titanaugit. Nur zwischendurch erblickt man auch einmal kleine grüne Augitsplitter. Auch Olivine sind in wenig gut ausgebildeten, aber manchmal großen Formen vorhanden, wenn auch in etwas geringerer Menge als in den noch zu besprechenden weniger grobkörnigen Abarten. Das Bild wird freilich beherrscht von den großen und breiten Plagioklasen, in denen häufig Augitskelette stecken. Der recht geringen Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone nach, die allerdings mit 16° nur an wenigen Stellen zu messen war, dürften diese Plagioklasse kaum mehr als 40% Anorthit enthalten, also der sauren Seite der Plagioklaserei angehören. Auch Apatite sind zu sehen, und einige, von Salzsäure zersetzliche, oft etwas getrübe Massen dürften zum Nephelin gestellt werden. Die Erzgemengteile liegen in Leisten und großen Körnern vor, die oft gute Kristallformen zeigen. Einige von den mittelgroßen Erzkörnern lassen einen grauen Leukoxenrand erkennen und werden deshalb zusammen mit den gezackten Leisten zum Ilmenit zu rechnen sein. Im Anschliff erkennt man aber namentlich nach dem Ätzen mit Salzsäure, daß auch große Titanmagneteisenkristalle sehr häufig sind, die das bekannte Ilmenitgitter aufweisen. Die Salzsäure färbt sich beim Ätzen des Anschliffes denn auch deutlich gelb, ein Beweis, daß keineswegs nur Ilmenit vorhanden ist. Sehr häufig sind beide Eisenerzarten zu einem großen Korn verwachsen. Im übrigen erkennt man im Anschliff unter den Ilmenitleisten auch Zwillinge.

In den etwas weniger grobkörnigen Lesesteinen werden die Augite höchstens 2—3 mm lang, haben aber stets die schon erwähnten Merkmale des Pleochroismus, Sanduhrbaus und der violettbraunen Färbung. Oft erscheint er in strahligen oder skelettartigen Formen, gelegentlich auch in grünen Splintern. Die Olivine sind etwas häufiger als in den ganz grobkörnigen Handstücken anzutreffen, dabei sehr oft in spießigen Formen. Oft sind sie von Plagioklasen durchspickt, die sich demnach recht früh gebildet haben müssen. Apatite sind in langen Nadeln recht häufig, und von Nephelin dürften nur geringe Mengen vorhanden sein. Hie und da findet sich ein Biotitfetzen. Das Erz ist wieder teils Ilmenit, teils Titanmagneteisen mit Ilmenitgitter. Vorherrschend sind wieder die Plagioklasse.

Es deuten also eine ganze Reihe der vorgenannten Feststellungen auf einen recht sauren Charakter dieser Nephelindolerite. Schon derjenige von Meiches¹⁾ ist saurer als sein Nebengestein. Und wir kommen bei dem Gunzenauer Gestein zu dem Schluß, daß diese Nachschübe alle saurer sind als ihr Nebengestein, das ja einen an Olivinknollen reichen Basalt vom Romröder Typ darstellt. Dies stimmt übrigens mit der Analyse dieses Gunzenauer Gesteins überein, die H. SOMMERLAD³⁾ angibt:

SiO ₂	49,35
Al ₂ O ₃	11,50
Fe ₂ O ₃	6,54
FeO	9,93
CaO	5,92
MgO	3,61
K ₂ O	2,43
Na ₂ O	7,01
H ₂ O	0,91
P ₂ O ₅	1,41
	98,41

Ein weiteres Ergebnis dieser Untersuchungen dürfte die Tatsache sein, daß doleritische Nachschübe in allen Übergängen von nephelinreichen bis zu nephelinarmen oder gar von diesem Gemengteil gänzlich freien Gesteinen auftreten.

In diesem Zusammenhang sei auch noch auf zwei weitere Vorkommen hingewiesen.

Hart südlich Bannerod (Blatt Herbstein) hat schon H. TASCHE²⁾ auf Seite 31 dem Gunzenauer Gestein recht nahestehende Dolerite in einzelnen kleinen Blöcken erwähnt. Da in den Erläuterungen zu Blatt Herbstein darüber nichts zu finden ist, solche Lesesteine aber an dem von H. TASCHE angegebenen Ort tatsächlich vorliegen, sei hier darauf aufmerksam gemacht, damit dies Vorkommen nicht ganz in Vergessenheit gerät.

Nach ihrem Aussehen können diese Fundstücke, die ich nur als Lesesteine am Wegrand südlich von Bannerod vorfand, sehr wohl als solche grobkörnige Nachschübe aufgefaßt werden. Leider ist das zugehörige Nebengestein dort nicht zu ermitteln gewesen, denn diese Lesesteine liegen in dem nördlich und südlich von Bannerod recht verbreiteten Gehängeschutt. Dann ist auch mit einer Verschleppung zu rechnen.

Es handelt sich um 3—5 cm dicke, etwas plattige graue, sehr grobkörnige Gesteine, in denen man ab und zu fast 1 cm lange Augite beobachten kann. Unter dem Mikroskop erkennt man in dem körnigen Gefüge der wirt durcheinander liegenden Gemengteile Olivine mit frischer Randzone und braunrotem Kern und sehr viele Augite meist in Haufwerken. Sie sind meist violettbraun und etwas pleochroitisch, doch ist Sanduhrbau höchstens einmal angedeutet. Die violettbraune Farbe ist oft vorwiegend auf den randlichen Teil der Augite beschränkt. Zwischen den Augiten sieht man viele Plagioklase von etwas bescheidenerer Größe als bei Gunzenau aufleuchten, die noch für fast isotrope und hie und da etwas polarisierende und meist trübe Massen Platz lassen, in denen man nach dem Salzsäureversuch Nephelin und vielleicht auch Leucit vermuten darf. Das Erz liegt in großen, meist unregelmäßig begrenzten Stücken vor, zeigt im Anschliff sehr schöne Ilmenitgitter und gehört deshalb zum Titanmagnetit.

Ein letztes, bisher unbekanntes Vorkommen eines hierher gehörenden Gesteines liegt am Südhang des Mühlberges bei Sichenhausen auf Blatt Gedern. In dem dortigen kleinen Steinbruch wird ein dunkelgraues Gestein gebrochen, das wiederum zum Romröder Typ gehört, kleine Olivinknollen enthält und nicht ganz frei von Sonnenbrand ist. Höchstens mittelgroße Gelbrandolivine heben sich aus der ungewöhnlich augitreichen Grundmasse ab, in der noch Plagioklase

als Füllmasse und mittelgroße Magnetitkörner zu beobachten sind. In einigen sehr großen, aus ihrem Verband gelösten Blöcken innerhalb des Bruches war nun eine fast 2 cm dicke Schliere von auffällig grobem Korn zu sehen, die den ganzen Block durchsetzt. Unter dem Mikroskop sieht man, daß vom Kontakt aus auffällig große, durchweg leuchtend braunviolette Augite in das grobkörnige Gestein hineinwachsen, wie dies auch am Nephelindolerit von Meiches schon lange bekannt ist. Sie sind auch auffallend stark pleochroitisch und zeigen mit aller nur wünschenswerten Deutlichkeit den so eigenartigen Sanduhrbau, nicht selten von Apatitsäulchen durchspießt. Auch die an Augiten so bekannte Zwillingbildung ist häufig zu sehen. Von Olivin ist nicht viel zu beobachten. Es handelt sich lediglich um einige Reste dieses Gemengteiles, die fast völlig in ein opakes Erzgemenge aus Magneteisen umgewandelt sind. Aber sehr zahlreich sind Plagioklase zu beobachten und zwischen ihnen, optisch und chemisch deutlich nachweisbar, liegen recht frische Nepheline in unregelmäßig begrenzten Formen. Die meist nur mittelgroßen, seltener großen Erzbrocken lassen im Anschliff das für Titanmagneteisen so kennzeichnende Ilmenitgitter prachtvoll erkennen.

Fraglos haben wir es hier mit einem Nephelindolerit zu tun, der sich von den schon bekannten nur durch sein nicht so grobes Korn auszeichnet, aber wiederum als Beispiel für einen salbandfreien, schlierenartigen Nachschub gelten darf. Das ganz grobe Korn ist denn auch nur dann zu erwarten, wenn es sich um mächtigere Nachschübe handelt, bei denen eine sehr langsame Ausbildung der Gemengteile gewährleistet ist.

Ohne Zweifel werden sich im Vogelsberg noch mehr solcher Vorkommen finden, die dartun, daß ähnlich wie die Tiefengesteine von salbandfreien Pegmatiten auch unsre Vogelsbergbasalte von Nachschüben vor ihrer völligen Erstarrung recht häufig durchsetzt werden, die alle ein auffälliges grobes Korn haben und an Kieselsäure reicher zu sein pflegen als ihr Nebengestein. Man könnte sie mit dem Namen Basaltpegmatite belegen.

Schrifttum.

1. DIEHL, O.: Ueber Nephelindolerite im Vogelsberg. Dieses Notizblatt, V. Folge, Heft 18. Darmstadt 1937.
2. TASCHE, H.: Sektion Herbstein-Fulda. Erläuterungen. Geologisch bearbeitet von H. TASCHE und W. C. J. GUTBERLET. Darmstadt 1863.
3. SOMMERLAD, H.: Ueber Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. 22. Bericht der Oberh. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Gießen 1883.

Rothirsche aus dem Diluvium und Alluvium des Oberrheintales in Hessen.

Von OSKAR HAUPT.

Mit Tafel 1 u. 2.

Im November des Jahres 1937 fand in Berlin unter der Schirmherrschaft von Reichsjägermeister Generalfeldmarschall HERMANN GÖRING die einzigartige Internationale Jagdausstellung statt. Sie hatte sich weitgehende Ziele gesteckt, indem sie nicht nur eine Trophäenschau aller Wildarten der Welt in ihren Räumen vereinigte, nein, sie zeigte auch in zahlreichen Sonderschauen die einzelnen Wildarten im Verhältnis zu ihrer Umwelt. Ja, sie ging sogar noch weiter. Selbst mit den Jagdtieren der Vor- und Frühzeit wurde der Besucher der Ausstellung in mehreren Sonderschauen bekannt gemacht. So zeigte das Naturhistorische Museum Mainz in prächtigen Stücken die jagdbaren Tiere der älteren Steinzeit von Mosbach bei Wiesbaden und Wallertheim in Rheinhessen. Das Hessische Landesmuseum dagegen hatte die „Elchschau“ mit einer fossilen Prachtschaukel von der hessischen Bergstraße sowie die Sonderschau „Unser Urwild“ mit drei Schädeln vom Ur oder Auerochs, dem Steppenwisent — beide aus dem Rhein bei Worms — und dem Waldwisent aus den altdiluvialen Kiesen von Mauer bei Heidelberg beschickt. Vor allem aber hatte das Hessische Landesmuseum in der „Lehrschau Rotwild“, in welcher Forstassessor BENINDE-Eberswalde die Naturgeschichte des Rothirsches, einschließlich Stammesgeschichte, zur Darstellung gebracht, vier Geweihe von Rothirschen ausgestellt, die aus verschiedenen Gründen besonderes Interesse beanspruchen und daher im folgenden behandelt werden sollen.

Beschreibung der Geweihe.

Die vorliegenden Geweihe sind Funde aus dem Diluvium und Alluvium (v. d. Zeitwende), die zusammen einen Zeitraum von rund 500 000 Jahren umfassen. Sie stammen aus der oberrheinischen Tiefebene zwischen Heidelberg—Frankfurt und Mannheim—Mainz bzw. Wiesbaden. Sie beanspruchen deshalb besonderes Interesse, weil drei von ihnen durch prähistorische Artefakte im Alter genau festgelegt sind.

Beginnen wir mit der ältesten uns überlieferten Rothirschform, dem sog. Mosbacher Hirsch (Taf. 1, Fig. 1—6). Dieser kräftige Hirsch ist charakterisiert durch ein mehr oder minder weit ausladendes Geweih mit gut

entwickelter Rose und kräftigen Stangen, die immer eine sehr starke Eissprosse, die oft länger als die Augsprosse ist, aber keine Krone besitzen. Die Stangen erfahren über der Mittelsprosse eine Abflachung, die sich weiter oberhalb in zwei lange Sprossen gabelt, die sich mehr oder weniger nach innen krümmen und oft die Gestalt einer Krebschere annehmen können. Hierbei steht die Abplattung der Stangen wie die Sprossen der Krebschere senkrecht auf der Längsachse des Tieres.

Es lassen sich in den Mosbacher Sanden zwei Geweihvarietäten unterscheiden, die aber durch allerhand Übergänge miteinander verbunden sind. Die eine hat ein enger gestelltes Geweih mit besonders dicken Stangen, die in eine deutliche nach innen gekrümmte Krebschere enden, wobei die obere Sprosse rund, die untere dagegen stark abgeplattet ist, die andere ein weit ausladendes Geweih, aber mit schwächeren Stangen und Enden, die in sich oft noch geschwungen und gedreht sind, und ohne deutliche Krebscherenbildung der Endsprossen. Als Typus für die erstere Varietät möge das Geweih in der Sammlung des Hessischen Landesmuseums Darmstadt, Taf. 1, Fig. 1—4, gelten, für letztere Varietät das Geweih des Naturhistorischen Museums Mainz, das von BACHOFEN-ECHT³⁾ auf Taf. XI, Fig. 5 und von BENINDE⁶⁾ auf Taf. VI, Fig. 6 abgebildet ist. Als Übergangsstücke können gelten die rechte Stange des Landesmuseums Darmstadt, Taf. 1, Fig. 5 u. 6 und die Originale zu den drei Geweihmodellen des Naturhistorischen Museums Mainz, die auf der Jagdausstellung waren. Forstassessor BENINDE⁶⁾ hat alle diese Formen mit Recht zu einer Art vereinigt, die er mit dem Namen *Cervus acoronatus* belegt hat.

Dem Geweih dieses Hirsches im Landesmuseum zu Darmstadt lag nur der Fund einer linken Stange zugrunde, die kein Abwurf war. Es war vielmehr der Rosenstock schräg abgebrochen, wobei auch die Rose an der Außenseite etwas beschädigt wurde. Ebenso waren von Augen- und Eissprosse nur die untere Hälfte erhalten. Die fehlenden Teile wurden nach andern Stangenresten von Mosbach ergänzt. Der gute Erhaltungszustand dieser Stange gab Veranlassung auch die rechte hinzuzufügen. Sie wurde genau nach der linken modelliert, obgleich dem Verfasser wohl bekannt war, daß eine völlige Gleichheit der Enden beider Stangen nur in den seltensten Fällen vorkommt. So entstand ein symmetrisches Geweih, das den Aufbau aber um so besser erkennen läßt. Die Stange wurde im Jahre 1902 erworben und stammt aus der nicht mehr vorhandenen Sandgrube bei Mosbach-Biebrich, die etwa dort lag, wo jetzt das Nassauische Landesdenkmal an der Adolphsallee steht.

Wie aus den Maßen in der beigefügten Tabelle ersichtlich, fällt die Stange durch ihre besondere Wucht auf. Ihr Querschnitt ist am Grund über der Rose rund, über der Eissprosse wird die Rundung allmählich oval, um über der Mittelsprosse in ein langgestrecktes Oval überzugehen. Im Gegensatz zu der kräftig entwickelten und stark geperlten Rose ist die Stange wie der Grund der Sprossen nur schwach geperlt. Die Stange erfährt etwas über der Mitte zwischen Eis- und Mittelsprosse eine starke Krümmung nach hinten, während sie oberhalb der Mittelsprosse nahezu senkrecht emporstrebt. Die beiden Endsprossen krümmen sich gleichmäßig stark nach innen und erfahren zugleich eine Drehung dergestalt, daß sie mit ihrer Fläche quer zur Längsachse des

Tieres zu stehen kommen (Taf. 1, Fig. 1 u. 4). Eine solche Nachinnenkrümmung der Endsprossen, oft verbunden mit einer Krebscherenbildung, läßt sich sowohl an fossilen Geweihen der Alluvialzeit als auch an rezenten Geweihen des Rothirsches feststellen und scheint für manche Gebiete eigentümlich zu sein. So tritt diese Erscheinung bei den Rothirschen des Kranichsteiner Gatters mehr oder weniger deutlich zutage. Bei dieser Gelegenheit möchte ich das Geweih eines Rothirsches aus der Großherzoglichen Geweihsammlung des Jagdschlusses Kranichstein besonders erwähnen, das in seiner Ausbildung als der fortgeschrittene Typ des Mosbacher Hirsches gelten könnte, wenn man bei dem Einzelfall nicht an eine atavistische Bildung denken wollte, die hierbei wohl in Frage kommt (Taf. 1, Fig. 7). Der Augensproß ist kräftig entwickelt, etwas weniger der Eissproß. Der kräftige Mittelsproß steht etwas tiefer als beim Mosbacher Hirsch, wodurch der darüber befindliche Teil der Stange bedeutend länger ist. Die Stangen steigen in normaler Krümmung bis zur Krone empor, die sich stark nach innen einbiegt. Der Vordersproß ist links einfach, der rechte dagegen zeigt an seiner Spitze eine schwache Gabelung. Der lange Hintersproß ist abgeplattet und endet wie beim Mosbacher Hirsch in eine ausgesprochene Krebschere. Ja, die Übereinstimmung geht noch weiter; ist doch genau wie beim Mosbacher Hirsch das obere Ende der Krebschere rund, das untere dagegen abgeplattet, wie ja die Abplattung schon unterhalb der Kronengabelung anfängt, und außerdem steht die Krebschere mit ihrer Fläche senkrecht zur Längsachse des Tieres. Stange und Sprosse sind ausgezeichnet geperlt und ebenso die gut entwickelte Rose. Das Geweih ist schädelecht. Dieser Rothirsch mit „Spiegelgeweih“ wurde nach der angebrachten Beschriftung vom Landgrafen Ludwig VIII. von Hessen-Darmstadt den 23. August 1740 in dem Ruppenfang, einem ehemaligen Wäldchen bei Stockstadt a. Rh. *), geschossen. SCHMIDTGEN ¹¹⁾ hat in seiner Arbeit über abnorme Geweihe aus dem Mosbacher Sand auch Geweihe rezenter Rothirsche aus dem Wildpark des Fürsten von Leiningen beschrieben, die Abplattung der Stangen oder Schaufelbildung der Krone zeigen. Bei ihnen handelt es sich, wie SCHMIDTGEN richtig erkannt, um anormale Bildungen, die auf Störungen im Organismus zurückzuführen sind. Mit solchen Anomalien hat das „Spiegelgeweih“ nichts zu tun. Das Geweih ist ganz normal, was durch die ausgesprochene Symmetrie noch besonders unterstrichen wird. Es kann sich also in unserem Falle nur um einen atavistischen Rückschlag handeln. Man darf sich nicht an das Vorhandensein des Vordersprosses der Krone stoßen. Dieser ist nur eine Neubildung an der Stange des Rothirschgeweihes, die in der Hintersprosse ihr Ende findet und dies Ende ist eine alte Bildung. Deckt man auf der Abbildung die Vordersprosse ab, so hat man das typische Geweih des Mosbacher Hirsches vor sich.

Ferner hat SCHMIDTGEN ¹¹⁾ in der gleichen Arbeit ein Bruchstück des oberen Stangenendes vom Mosbacher Hirsch beschrieben und auf Taf. XXI, Fig. 3 abgebildet, das er wegen seiner starken Verbreiterung für anormal hält. Dies ist aber durchaus nicht der Fall; denn dies Stangenende wird von dem des Mosbacher Hirsches im Landesmuseum zu Darmstadt noch bedeutend übertroffen, wie aus der hier beigefügten Tabelle zu ersehen ist.

*) Nach gültiger Mitteilung von Herrn Forstassessor Geißler, Darmstadt.

	Mainz	Darmstadt
Größte Breite der Stange über der Mittelsprosse	53 mm	65 mm
Größte Dicke der Stange über der Mittelsprosse	38 >	50 >
Größte Breite der Stange an der Gabelung	126 >	137 >
Größte Dicke der Stange an der Gabelung	26 >	41 >
Breite an der Basis des unteren (vorderen) Endsprosses	74 >	78 >
Dicke an der Basis des unteren (vorderen) Endsprosses	17 >	37 >
Größte Länge des unteren Endsprosses	265 >	270 > *)
Größte Länge des oberen Endsprosses	172 >	260 > *)

Das zweitälteste Geweih eines Rothirsches, das sicher datierbar ist, gehört der jüngeren Steinzeit (Neolithikum), etwa 2200 v. d. Ztw., an und stammt aus der im Jahre 1927 zusammen mit dem Denkmalpfleger Prof. Dr. BEHN-Mainz vom Verfasser ausgegrabenen Pfahlbausiedelung vom Philipphospital bei Goddelau im hessischen Ried^{4, 8)}. Hier fanden sich im Torf in einer Tiefe von 1 m als Jagdbeute des Neolithikers zwei starke Hirsche, von denen aber nur einer ein vollständiges Geweih hatte, das allerdings bei der Bergung in mehrere Stücke zerbrach, die sich aber ohne Schwierigkeit mit nur geringer Ergänzung zusammensetzen ließen. Es handelt sich um einen Vierzehnder mit weitausladendem Geweih und guter Becherkronenbildung (Taf. 2, Fig. 1, 2). Die Augensprossen sind an beiden Stangen gut entwickelt, schlank und der linke etwas länger als der rechte. Während die Eissprosse der rechten Stange bald die Länge ihrer Augensprosse erreicht, ist die linke um ein Drittel kürzer. Die Mittelsprosse ist auf beiden Seiten etwa gleich lang und stark. Die Vordersprosse der Becherkrone gabelt sich gleich am Grunde, wobei das äußere Ende kürzer als das innere bleibt, während bei der Hintersprosse die Gabelung erst in der oberen Hälfte stattfindet. Hierbei ist zu bemerken, daß das Außenende der Vordersprosse an der linken Stange fehlte und nach der rechten ergänzt wurde. Ebenso fehlten an der gleichen Stange die beiden Gabelenden, die nach der Größe der nach ihnen hinstrebenden Gefäßeindrücke ungleich lang ergänzt wurden. Beide Hintersprossen krümmen sich stark nach innen, oben und hinten und bilden einen Winkel von etwa 45° mit der Längsachse des Tieres. Da ferner die Stangen nicht sehr dick und schön ebenmäßig geschwungen sind, so erhält das ganze Geweih ein sehr gefälliges Aussehen im Gegensatz zu dem gedrungenen, wuchtigen des Mosbacher Hirsches der hiesigen Sammlung. Die Rose ist nicht besonders stark entwickelt und, wie das ganze Geweih, nur mäßig geperlt. Sein Alter ist durch die dabei gefundenen Topfscherben, Steinbeil, Steinmesser, Spinnwirtel u. a. einwandfrei als jungneolithisch festgestellt.

Ein im Aufbau ganz ähnliches Geweih, nur gedrungener und uriger, stammt aus der bekannten Sammlung des verstorbenen Forstmeisters JOSEPH in Eberstadt bei Darmstadt und gelangte im Jahre 1904 in den Besitz des Hessischen Landesmuseums (Taf. 2, Fig. 3 und BLEY⁷⁾ 1914, Abb. 103). Dasselbe wurde im Zusammenhang mit dem Skelett auf der Sohle eines Torfmoores 4 m unter Tage bei Eschollbrücken südwestlich Darmstadt im Jahre 1877 zusammen mit einem zweiten jüngeren Hirsch gefunden. Es handelt sich um das vollständige, urige Geweih eines ungraden Zwanzigers, an dem noch der Schädel bis zu

*) Die Verschiedenheit der Zahlen in dieser und der anderen Tabelle ist durch verschiedene Meßverfahren begründet. Hier wurde die Länge der Enden vom Grund der Gabelung aus gemessen, wie SCHMIDTGEN in seiner Arbeit angegeben, in der anderen Tabelle dagegen von der Gabelung der Blutgefäße, entsprechend den internationalen Regeln.

den Augenhöhlen erhalten ist. Die Rose ist gut entwickelt und die kräftigen Stangen enden oben in eine prächtige Becherkrone. Die mäßig langen, aber kräftigen Augensprossen sind gut ausgebildet, die linke normal, die rechte dagegen vor der Mitte gegabelt, welcher Umstand bedingt, daß der Querschnitt der Augensprosse unterhalb der Gabelung oval ist und der Rosenwulst nach vorn unten herabgezogen ist. Zwischen der Augen- und der Eissprosse befindet sich auf der Oberseite beider Stangen ein spitzer zapfenförmiger Auswuchs, rechts von 35 mm, links von 26 mm Länge. Die selbständige Eissprosse beider Stangen ist ein wenig kürzer wie die Augensprosse und die kräftige Mittelsprosse etwas länger als die Eissprosse. Vom Mittelsproß ab nehmen beide Stangen an Dicke zu unter gleichzeitiger Abflachung an der inneren Vorderseite. Die kräftige Becherkrone besteht nach vorne aus einem gleich am Grunde geteilten Vordersproß und einem starken Hintersproß, der sich aber erst in einigem Abstand in drei ungleich lange Enden teilt, von denen das innere das längste, das äußere das kürzeste ist. Sowohl das Innenende des Vordersprosses wie der ganze Hintersproß ist stark nach hinten und innen umgelegt, so daß sie wie beim Goddelauer Hirsch schräg zur Längsachse des Tieres stehen. Beide Hirsche zeigen, wie schon anfangs erwähnt, den gleichen Geweihtypus und stimmen auch im Alter überein. Diese Moorbildungen im hessischen Ried haben meist gleiches Alter, nämlich Mittel- bis Jungalluvium. Auch in den Eschollbrücker Torfgruben sind nach Angaben von ANTHES²⁾ Pfahlreihen beobachtet worden und haben sich Streufunde von neolithischen Geräten wie Steinmesser und Steinbeile gefunden.

Einen ganz andersartigen Bau zeigt das klobige Geweih eines Zwölfenders (Taf. 2, Fig. 4 u. 5), das in der Lehmgrube der Dampfziegelei von Nungesser gefunden wurde. Die Grube liegt an der Straße zwischen Pfungstadt—Hahn. An dieser Stelle hat die Modau, die bei Eberstadt aus den Odenwaldbergen tritt, mit ihrem Schuttkegel das alte Neckarbett⁸⁾ überdeckt. In diesem Schuttkegel fand sich in 1,85 m Tiefe in Neckarschlick das obige Geweih und nicht weit davon in gleicher Schicht der Nachbargrube bei 2,15 m Bronzegegenstände wie Knopf- und Radnadeln und ein offener Armreif. Hiernach ist das Alter dieser Funde einschl. des Geweihes als zur Bronzezeit gehörig — etwa 1200 v. d. Ztw. — festgelegt. Das schädelechte Geweih war leider schon in viele Stücke zerfallen, die sich aber gut zusammensetzen ließen. Es fehlten und wurden ergänzt an der rechten Stange die Krone und die Eissprosse, an der linken nur die Hintersprosse der Krone.

An dem Geweih fällt zunächst die enge Stellung der Stangen auf und ferner, daß alle unteren Sprossen in gleicher Richtung nach oben und innen gehen, also in eine Ebene mit den Stangen zu liegen kommen. Die Stangen und Sprossen sind verhältnismäßig kurz und dick, wodurch das Geweih einen plumpen Eindruck macht. Die Rosen sind gut entwickelt und wie das ganze Geweih kräftig geperlt. Die Augensprossen sind dolchartig gerade nach aufwärts gerichtet. Die beiden Eissprossen sind an ihrer Basis mit der Augensprosse verbunden und steigen dann schräg nach oben, wobei ihre Spitze sich der Augensprosse nähert. Die Mittelsprossen beider Stangen sind sehr verschieden voneinander. Die rechte ist kurz und mit ihrem oberen Ende steil nach aufwärts gekrümmt, die linke dagegen nur schwach gebogen und schräg nach vorne oben gerichtet. Die rechte Stange ist etwa dreifingerbreit über der Mittelsprosse abgebrochen und fehlte. Das fehlende Stangenstück mit der Krone wurde nach der vorhandenen linken Stange ergänzt. Letztere zeigte eine drei-

Maßtabelle der Hirschgeweihe.*)

Bezeichnung	Goddellau		Eschollbrücken		Hahn		Mosbach		
	rechts	links	rechts	links	rechts	links	Bezeichnung	links	
L = Stangenlänge	111,0	ca.112,0	84,0	ca.84,0	75,5	76,0	L	111,0	
E 1 = Augsprosslänge	37,5	39,5	34,5	34,6	26,0	28,7	E 1	43,0	
RU = Rosenumfang	ca. 19,0	ca. 18,5	20,2	20,3	23,3	23,0	RU	27,0	
St U 1 = Unterer Stangenumfang	13,8	14,0	14,3	14,6	13,6	14,0	St U 1	18,3	
St U 2 = Oberer Stangenumfang	13,1	12,3	13,8	14,0	12,7	12,0	St U 2	19,3	
E Z = Endenzahl	7	7	9	10	6	6	E Z	5	
A = Auslage	96,0		75,0		ca. 59,5		A	ca. 82,4	
P = Perlung	schwach		schwach		gut		P	schwach	
e = Entfernung zwischen den höchsten Spitzen der Kronenenden	59,0		92,0		ca. 54,5		e	ca. 61,5	
r = Entfernung zwischen den innersten Rosen- rändern	6,7		7,3		5,3		r	ca. 9,0	
aH = Absolute Höhe	ca. 79,0		62,0		61,0		a H	ca. 84,0	
H = Höhe der Sehne, der inneren Verbindung vom untersten Rosenrand und höchstem Kronenende	79,0	—	72,0	72,3	63,0	63,5	H	85,0	
g = Entfernung vom vorderen Rosenrand bis zum Grunde der Hauptgabelung	71,0	72,0	58,0	57,7	53,5	54,0	g	75,0	
gu = Entfernung des vorderen Rosenrandes bis zur Gabelung Stange — Mittelsprosse	41,0	37,5	33,0	32,5	29,5	29,7	gu	52,5	
E 2 = Eissprosslänge	33,5	20,6	27,7	28,3	—	17,0	E 2	40,5	
E 3 = Mittelsprosslänge	22,7	26,0	31,0	25,0	14,3	20,0	E 3	29,0	
K = Krone od. Stangenende	Vorder- sprosse	Ges. Länge	—	—	—	15,5	Oberes Stangen- ende (Krebs- scheere)	Vorderer, unterer Endsproß	30,0
		Länge des inn. Endes	23,0	19,5	19,4	21,4			
	Länge des auß. Endes	15,5	—	22,3	18,8	7,0			
	Hinter- sprosse	Ges. Länge	37,8	—	27,5	29,5		—	
Länge des inn. Endes	19,0	—	19,0	20,8	—				
Länge des auß. Endes	25,0	—	17,5	—	—	—			

*) Alle Maße sind in cm angegeben. Die Bezeichnungen und ein Teil der Messungen sind nach den internationalen Regeln, wie sie von der Kommission der Internationalen Jagdausstellung herausgegeben wurden, ausgeführt¹⁾. Weitere Messungen nach dem von Forstassessor Geißler-Darmstadt angewandten Verfahren zur Erforschung der Entwicklung des Rothirschgeweihs.

teilige Krone. Die Vordersprosse gabelt sich erst im oberen Drittel, um in zwei kurze, stumpfe Enden auszugehen. Die Hintersprosse ist einfach, ziemlich lang und sanft nach außen und oben gekrümmt. Sie war nur zur Hälfte erhalten. Die fehlende Spitze wurde ergänzt.

Nomenklatur und Entwicklung der fossilen Rothirschgeweihe.

Wie schon eingangs erwähnt, zeigen die vier beschriebenen Geweihe die Entwicklung des Rothirschgeweihees auf verschiedenen Stadien. Das älteste Stadium tritt uns im Mosbacher Hirsch entgegen, der während der ersten Interglacialzeit (Günz—Mindel) — etwa 500 000 Jahre v. d. Ztw. — im hessischen Oberrheingebiet gelebt hat. Ihn hat BENINDE⁶⁾ in seiner großen Hirscharbeit als *Cervus acoronatus* bezeichnet, obwohl sich die ersten bescheidenen Ansätze zu einer Vermehrung der Endsprossen, also einer späteren Kronenbildung, schon an einigen Mosbacher Stangen bemerkbar machen.

Als zweitältester Hirsch kommt der Mauerer Hirsch in Betracht, der an den Stangen älterer Hirsche schon eine Krone durch Ausbildung einer dritten oder sogar vierten Endsprosse zustande bringt (vgl. Taf. 1, Fig. 8 u. 9). Gerade dieser abgebildete Kronenteil, der aus der Sammlung der Hessischen Geologischen Landesanstalt in Darmstadt stammt und auch auf der Internationalen Jagdausstellung in Berlin mit den anderen Kronenteilen, die BENINDE auf Taf. VII abgebildet hat, ausgestellt war, zeigt in voller Klarheit, wie sich aus der Krebschere des Mosbacher Hirsches die Krone des Mauerer Hirsches entwickelt. Wie aus der Abbildung ersichtlich, sind die beiden neuen Enden durch Plastilin ergänzt, weil sie über der Basis leider abgebrochen waren. Wie ich schon erwähnte, finden sich an den Geweihen des Mosbacher Hirsches mit Krebscherenbildung an der unteren abgeplatteten Sprosse auf der oberen Schneide nahe dem Grunde eigentümliche höckerartige Erhebungen, die schon darauf hindeuten, daß hier bei weiterer Entwicklung irgend einmal ein neues Ende hervorbrechen könnte (man vgl. Taf. 1, Fig. 2 oder noch besser BENINDE, Taf. 6, Fig. 5). Daß diese Vermutung zu Recht bestand, zeigt obiges Kronenende. Hier ist aus der Schneide des unteren Sprosses am Grunde ein kleines, plattes Ende hervorgewachsen. Hand in Hand mit dieser Neubildung hat auch die Gestalt des unteren Krebscherensprosses eine Umbildung erfahren. Durch Abbau von Material und Wiederaufbau an anderer Stelle ist aus der abgeplatteten Sprosse eine normale runde geworden. Am Grunde der oberen Krebscherensprosse ist ebenfalls ein neues Ende hervorgewachsen, das aber bedeutend länger und kräftiger ist. Es ist nach innen gekrümmt, außen stark gewölbt, innen aber abgeplattet. Da ferner das Geweih des Mauerer Hirsches, abgesehen von der Kronendrehung, ganz den gleichen Aufbau zeigt, wie sehr starke Eissprosse, Abplattung und Verbreiterung der Stange über der Mittelsprosse und Krebscherenbildung, so sehe ich in dem Mauerer Hirsch den gleichen wie den Mosbacher, nur in einem etwas vorgeschritteneren Stadium. Sein Alter ist entsprechend der Ablagerung der Mauerer Sande etwas jünger, gehört aber ebenfalls noch dem Günz—Mindel Interglacial an, aber wohl in die zweite Hälfte desselben, etwa 450 000 v. d. Ztw.

Für den Mauerer Hirsch hat nun SOERGEL¹²⁾ den Namen *Cervus elaphus mut. priscus* eingeführt, den auch WURM¹³⁾ in seiner Arbeit über diesen Hirsch

übernommen hat. Da jedoch der Name *Cervus priscus* von KAUP⁹⁾ schon für einen ganz andersartigen Kronenhirsch aus dem Jung-Diluvium eingeführt bzw. vergeben ist, so kann die SOERGEL'sche Namengebung, die außerdem nur zu Verwechslungen Anlaß gäbe, nicht aufrecht erhalten werden. Da nun nach den oben angeführten Gründen der Mauerer und Mosbacher Hirsch eine nur zeitlich verschiedene Art ist, so müßte er eigentlich als *Cervus acoronatus* bezeichnet werden. Da er aber im Alter schon eine Krone bildet, so ist dieser Name auch nicht bezeichnend. Meiner Ansicht nach sollten beide Hirsche als *Cervus elaphus* mut. *mosbachensis* und *C. elaphus* mut. *mauerensis* bezeichnet werden, wodurch ihre Zusammengehörigkeit besser zum Ausdruck käme.

Die anderen drei Geweihe gehören echten Kronenhirschen an und stammen aus jungalluvialen Ablagerungen. Hierbei kann man zwei Gruppen unterscheiden, die eine mit weitausladendem, stark geschwungenen Geweih mit schöner Becherkrone, an welcher der Hintersproß sich stark nach hinten und innen umbiegt, und eine andere, deren Geweih sehr eng gestellt ist, dessen Stangen nur schwach gebogen sind und dessen spießförmige Sprossen steil in die Höhe streben und sich der Stange anschmiegen. Diese beiden Gruppen lassen sich auch an heutigen Rothirschgeweihen feststellen und gehen zwar auf verschiedene Erbanlagen zurück, aber diese allein sind nicht ausschlaggebend; denn wir wissen jetzt einwandfrei, daß gerade das Geweih der Hirsche von der Umwelt im höchsten Maße abhängig und außerdem viel mehr somatisch als erbbiologisch bedingt ist. Somit glaube ich, daß der Standort der Hirsche ihre Geweihbildung wesentlich beeinflußt. Das Geweih der Hirsche im fertigen Zustand ist durch seine Härte nur wenigen Verletzungen ausgesetzt. Dagegen drohen ihm um so mehr Gefahren bei seiner Entstehung im Baste. Es ist ja bekannt, daß Basthirsche das Geweih sehr schonen und Kämpfe jeglicher Art mit ihren Läufen ausfechten. Nur in einem Falle dürfte diese Vorsicht außer Acht gelassen werden, nämlich auf der Flucht vor einer drohenden Gefahr, mag sie nun von Raubzeug oder dem menschlichen Jäger ausgehen. Hierbei war nun ein großer Unterschied zwischen den lichten Auewäldern der Tiefebene und den mit dichtem, z. T. durch Wind- und Schneebruch verkrüppeltem Unterholz versehenen Bergwäldern jener Zeiten. Ein weitausladendes Bastgeweih war beim Durchbruch dichten Unterholzes mancherlei Verletzungen an Sprossen und Enden ausgesetzt. Es liegt auf der Hand, daß ein solcher Hirsch z. Zt. der Brunft seinem Gegner gegenüber bedeutend im Nachteil war. Er wurde von den Hirschen mit unverletztem, enggestelltem Geweih abgeschlagen und letztere vererbten dann diesen Geweihtyp auf ihre Nachkommen. Eine solche natürliche Auslese war in den lichten Auewäldern der Ebene jener Zeiten nicht nötig; überall war Platz genug für ein ausladendes Geweih. So entstanden hier durch die verschiedene Umwelt bedingt vor 10 000 Jahren in der Nacheiszeit die beiden Rassen von Kronenhirschen: der Hirsch der Ebene oder Tieflandhirsch und der Berghirsch. Der Einwand, daß unsere heutigen Rothirsche nur wenig standortfest sind, mag für die heutige Zeit teilweise richtig sein, indem es sicher Hirsche gibt, die einen solchen Wandertrieb in sich haben, während ein großer Teil doch standortfest bleibt bzw. nur Wanderungen von tieferen zu höheren Lagen im Gebirge unternimmt, die durch die zeitlich verschiedene Entwicklung der Äsung bedingt ist. Daß dem so ist, dafür spricht auch die Bezeichnung wie „Odenwaldhirsch, Taunushirsch usw.“, die in der

Jägerschaft gang und gäbe ist. Ob übrigens die Rothirsche der Nacheiszeit unter den anderen ökologischen und klimatischen Verhältnissen auch diesem Wandertrieb unterworfen waren, möchte ich doch dahin gestellt sein lassen. War doch in der Nacheiszeit der Unterschied zwischen den Urwäldern der Berge und der sumpfigen Niederung ein viel größerer als heute, wo wir überall einen geordneten Forst haben, in dem nur das geduldet wird, was für den Menschen wirtschaftlich von Nutzen ist. Ein heutiger Forst ist eben etwas ganz anderes als ein damaliger Urwald. Deshalb sind auch die Grenzen zwischen Berg- und Talhirsch z. Zt. völlig verwischt, weil eben durch den heutigen Kulturwald die Lebensbedingungen gleichartig geworden sind und hierdurch eine Vermischung beider Hirschrassen stattgefunden hat.

Welcher Kronenhirsch soll wieder hochgezüchtet werden?

Nun zum Schluß noch ein Wort über die Wiederhochzüchtung des Kronenhirsches. Ist es gleichgültig, welchen Typ des Kronenhirsches wir aufzüchten und fernerhin, wie sah der Kronenhirsch aus, den unsere Altvorderen vor jeglicher Einführung ortsfremden Blutes gejagt haben? Die erste Frage ist dahin zu beantworten, daß wir einen solchen Typ hochzüchten müssen, der vor der Zeitwende an dem betreffenden Ort bodenständig war, d. h. es kommt für jede Gegend ein anderer Hirsch in Betracht. Wir können also hier in Hessen keinen Kronenhirsch zur Hochzüchtung wählen, dessen Urbilder in der Mark, im Bayerischen Wald oder am Niederrhein gelebt haben, sondern müssen nach solchen Rothirschen Umschau halten, die in der Vorzeit hier beheimatet waren.

In diesem Aufsatz sind nun drei Hirsche beschrieben, die seit ungefähr 10 000 Jahren in der Gegend südlich des Rheines und Maines (Rheinhessen—Starkenburger) gelebt haben. Sie müssen uns für diese Gegenden als Vorbild dienen. Nun hatten wir aber zwei Rassen kennen gelernt, die durch frühere Bodenverhältnisse, welche sich aber, was Wald und Flur anbetrifft, gründlich geändert haben, bedingt waren. Welchem sollen wir nun den Vorzug geben? Da das Geweih der Hirsche außer als Kampfwanne auch als ornamentaler Kopfschmuck zu betrachten ist, so muß bei der Beurteilung desselben auch der ästhetische Standpunkt in Betracht gezogen werden, wie es ja bei der Jägerschaft auch immer üblich war. Das eng gestellte Geweih mit den verhältnismäßig kurzen und wenig gekrümmten Stangen sowie spießförmigen nach oben gerichteten Sprossen des Berghirsches von Hahn muß entschieden zurücktreten gegen das weitausladende Geweih des Talhirsches von Goddelau und Eschollbrücken mit seinen langen und schön geschwungenen Stangen und Sprossen und gefälliger Krone. Da außerdem unser heutiger Forst überall genügend Platz bietet für Hirsche mit weitausladendem Geweih, so kann meines Erachtens nur der Niederungs- oder Talhirsch zur Hochzüchtung in Betracht kommen, dessen Urbild uns am schönsten in dem Eschollbrücker ungraden Zwanzigender entgegentritt (Taf. 2, Fig. 3). Gibt es nun heute noch Hirsche von diesem Typ und wo? Ja, und zwar zerstreut überall, sowohl im Gebirge wie in der Ebene, weil ja die heutigen Forste gleichartig sind, aber in der Ebene doch am häufigsten. So zeigen die Rothirsche des Kranichstein-Messeler Gatters das weitgestellte und schön geschwungene Geweih und ebenso ein Teil der Hirsche in dem Viernheim-Lampertheimer Revier, aber nicht die Rasse mit

dem eng gestellten Geweih und kurzem Schädel, zu denen die Kapitalhirsche gehören, die durch Freiherrn von HEYL im Jahre 1928 und Dr. BÜHRING im Jahre 1937 erlegt wurden, sondern die Rasse mit langem Schädel, die zugleich ein weitgestelltes Geweih mit lockerer Krone hat. Als Typus hierfür möge der Achtzehnder gelten, der am 11. Oktober 1901 von S. Kgl. Hoheit dem Großherzog von Hessen in der Oberförsterei Viernheim in freier Wildbahn erlegt wurde und den MATSCHIE¹⁰⁾ in seiner Beschreibung der „Dreizehnten deutschen Geweihausstellung zu Berlin“ auf S. 185, Fig. 3 der Jagdzeitschrift „Das Weidwerk in Wort und Bild“ (Bd. 16, Nr. 12, März 1907) abgebildet und als „Rheinischer Hirsch“ bezeichnet hat. Diese Hirsche der Jetztzeit mögen nur als Beispiele dienen.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden vier fossile Geweihe und Geweihreste von Rot- oder Edelhirschen beschrieben, die aus der Vor- und Frühzeit stammen und in der Oberrheinischen Tiefebene zwischen Heidelberg—Frankfurt und Worms—Mainz gefunden wurden. Aus dem älteren Diluvium wird das Geweih des ältesten Rothirsches, des Mosbacher Hirsches, vorgeführt, das noch keine Krone bildet, während das Geweih des zweitältesten Rothirsches von Mauer bei Heidelberg schon eine 3- oder 4-teilige Krone besitzt. Beide gehören dem Palaeolithikum an, während der nächstälteste Hirsch von Goddelau und Eschollbrücken dem Neolithikum zuzuteilen ist. Beide sind echte Kronenhirsche, denen sich als jüngster der Hirsch von Hahn anschließt, der in die Bronzezeit zu stellen ist. Fernerhin werden zwei Rassen unterschieden, die eine mit weit-ausladendem Geweih, das lange Sprossen und eine lockere Krone besitzt, und eine andere mit enggestelltem Geweih, dessen Stangen nur wenig gebogen sind und dessen spießförmige Sprossen sich gerade nach oben richten. Erstere Form wird als Niederungs- oder Talhirsch angesprochen, letztere als Berghirsch. Bei Erörterung der Frage über die Hochzüchtung des Kronenhirsches im oben umgrenzten Gebiet wird dem Talhirsch der Vorzug gegeben.

Zum Schluß möchte ich nicht verfehlen, Herrn Forstassessor GEISLER vom Forstamt Kranichstein in Darmstadt meinen herzlichen Dank auszusprechen für Beratung bei der Vermessung der Rothirschgeweihe sowie für die mannigfachen Mitteilungen über die Hirsche des Kranichsteiner Gatters und des Viernheim-Lampertheimer Reviere, und ebenso dem Direktor der Hess. Geologischen Landesanstalt, Oberbergat Prof. Dr. O. DIEHL und dem Bezirksgeologen Bergat Dr. W. SCHOTTLER für die freundliche Überlassung des oberen Stangenendes vom Mauerer Hirsch zur Bearbeitung.

Angeführte Schriften.

1. Amtlicher Führer und Katalog zur Internationalen Jagd Ausstellung Berlin 1937.
2. ANTHES, E.: Beiträge z. Gesch. d. Besiedelung zwischen Rhein, Main und Neckar. — Archiv f. Hess. Geschichte. Neue Folge, Bd. 3, S. 315.
3. BACHOFEN-ECHT, AD.: Die Stellung der Mosbacher Geweihe von *Cervus elaphus* in der Entwicklungs-Reihe dieses Hirsches. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 12. Darmstadt 1930. S. 171—176.
4. BEHN, F., O. HAUPT u. H. HEIL: Ein Pfahlbau der Steinzeit bei Goddelau. — Mainzer Zeitschrift, Jahrg. XXIII, 1928, S. 27—33.
5. BENINDE, J.: Der Merkmalswert des Hirschgeweihees für die palaeontologische Systematik der Gattung *Cervus*. — Palaeont. Zeitschrift Bd. 19, 1937, S. 52—56.

6. BENINDE, J.: Über die Edelhirschformen von Mosbach, Mauer und Steinheim a. d. Murr. — Palaeontol. Zeitschrift, Bd. 19, 1937, S. 79—116.
7. BLEY, FR.: Die Herkunft unserer Kronenhirsche. — Ill. Landwirtschaftliche Zeitung, Berlin, Jahrgang 34, 1914, S. 80—85.
8. HAUPT, O.: Die Pfahlbausiedelung am Philipphospital bei Goddelau im hessischen Ried sowie das Alter der Neckarbetten und des Modauschuttkegels an der Bergstraße. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 10, Darmstadt 1928, S. 239—245.
9. KAUP, J. J.: Eine zweite fossile Art der Hirsch-Gattung aus dem Rheine, *Cervus priscus*. — Neues Jahrbuch f. Mineralogie. 1839. S. 297—300. T. III, Fig. 1—4.
10. MATSCHIE, P.: Die dreizehnte deutsche Geweihausstellung zu Berlin 1907. — Das Weidwerk in Wort und Bild. Neudamm. Bd. 16, 1907, S. 181—239.
11. SCHMIDTGEN, O.: Abnorme Geweihe aus dem Mosbacher Sand. — Palaeobiologica Bd. VI, Wien, 1938, S. 334—338.
12. SOERGEL, W.: Die diluvialen Säugetiere Badens. — Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. Bd. 9, Heft 1, Teil 1, Heidelberg 1914.
13. WURM, A.: Beiträge zur diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz. — Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. N. Folge, Bd. III, Heft 1, S. 58—61.

Tafelerklärungen.

Tafel 1.

- Fig. 1. Geweih eines Mosbacher Hirsches, Eisprossenzehner, *Cervus elaphus mosbachensis*, mit typischer Krebscherenbildung des oberen Geweihendes. Rechte Stange ergänzt. Mosbacher Sand bei Mainz. Älteres Diluvium. Original im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.
- Fig. 2. Dasselbe Geweih. Seitenansicht.
- Fig. 3. Linke (echte) Stange desselben Geweihs von der Innenseite.
- Fig. 4. Dieselbe von der Vorderseite.
- Fig. 5. Rechte Abwurfstange von *Cervus elaphus mosbachensis* von der Innenseite. Übergangsform. Mosbacher Sand bei Mainz. Älteres Diluvium. Original im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.
- Fig. 6. Dieselbe Stange von der Vorderseite.
- Fig. 7. Geweih von einem rezenten Edelhirsch, *Cervus elaphus* L., sog. „Spiegelhirsch“, mit Krebscherenbildung am Hintersproß der Krone. Atavismus. Geweihsammlung S. kgl. Hoheit des Großherzogs von Hessen im Jagdschloß Kranichstein bei Darmstadt.
- Fig. 8. Kronenende des Mauerer Hirsches, *Cervus elaphus mauerensis*, von innen. Mauerer Sande von Mauer bei Heidelberg. Älteres Diluvium. Original in der Sammlung der Hessischen Geologischen Landesanstalt Darmstadt.
- Fig. 9. Dasselbe von außen.

Tafel 2.

- Fig. 1. Geweih eines fossilen Edelhirsches, *Cervus elaphus* L., Vierzehnder. Talhirsch. Vorderansicht etwas von links. Aus dem Torf der Pfahlbausiedelung am Philipphospital bei Goddelau im hessischen Ried. Jüngerer Alluvium, etwa 2200 v. d. Ztw. Original im Hessischen Landesmuseum.
- Fig. 2. Dasselbe Geweih. Rechte Seitenansicht.
- Fig. 3. Geweih eines fossilen Edelhirsches. Ungrader Zwanzigender. Talhirsch. Vorderansicht. Aus Torf von Eschollbrücken bei Darmstadt. Jüngerer Alluvium, etwa 3000 v. d. Ztw. Original im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.
- Fig. 4. Geweih eines fossilen Edelhirsches, *Cervus elaphus* L. Zwölfender. Berghirsch. Vorderansicht. Aus dem Schlick des Modauschuttkegels zwischen Pfungstadt und Hahn. Jüngerer Alluvium, etwa 1200 v. d. Ztw. Original im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.
- Fig. 5. Dasselbe Geweih. Linke Seitenansicht.

Vorläufige Mitteilung über eine vierte paläolithische Fundstelle im Pfrimmtal bei Worms.

Von W. WEILER, Worms.

Mit Tafel 3.

Die neue altsteinzeitliche Fundstelle befindet sich in der Sandgrube der Chamottewerke Hagenburger und Schwalb auf dem Nordufer der Pfrimm, dem Westausgang von Monsheim gegenüber. Seit dem Jahre 1920 wird dieser geologisch wichtige Aufschluß kontrolliert, ohne daß in seinen diluvialen Schichten bisher auch nur ein einziges Fossil gefunden worden wäre. Im Januar d. J. brachte ein Sprengschuß die ersten diluvialen Knochen und zwei nebeneinander liegende Stoßzähne vom Mammut zum Vorschein. Der Zufall wollte es, daß Herr Vermessungsrat G. RITZERT, Amtsvorstand der Feldbereinigung Rheinhessen, gerade zugegen war. Er veranlaßte Herrn Betriebsleiter P. KAUTH, die Abraumarbeiten bis zu meinem Eintreffen einzustellen. An einigen Knochenstücken, die Herr RITZERT zu meiner Benachrichtigung nach Worms mitnahm, fand ich untrügliche Anzeichen einer gewaltsamen Zertrümmerung. Die Vermutung, auf eine neue Spur des Urmenschen gestoßen zu sein, lag daher nahe. Sie wurde bereits am nächsten Tag bestätigt durch neue Funde aufgeschlagener Knochen, an deren einem noch ein winziges Stückchen Holzkohle klebte. Durch das Entgegenkommen der Firma Hagenburger und Schwalb, vor allem aber dank den Bemühungen von Herrn Direktor P. SCHWALB, Hettenleidelheim, konnte eine größere Grabung angesetzt werden, die zu ebenso überraschenden wie wichtigen Ergebnissen führte. Die nachstehende Mitteilung gibt darüber nur einen vorläufigen Bericht. Eine endgültige Bearbeitung wird erst nach Beendigung der noch laufenden Grabung möglich sein.

In der Grube von Hagenburger und Schwalb liegen die das Paläolithikum führenden Schichten über weißen tonhaltigen Sanden, die nach zurzeit noch unveröffentlichten Untersuchungen von Herrn Dr. J. BARTZ, Berlin-Charlottenburg, jungpliozänes Alter haben. Das Diluvium beginnt an der Basis mit Pfrimmschottern und -sandem, die der Talweg-(Talrand-)Terrasse der Pfrimm entsprechen. Wie bei Pfeddersheim (WEILER 1937) läßt sich auch hier beobachten, daß die Talweg-Terrasse in mehr als eine Stufe zerfällt. Die erwähnte Monsheimer Terrasse entspricht der ältesten der bei Pfeddersheim festgestellten drei Stufen der Talweg-Terrasse. Sie wird von einem hellen Gehänge-Löß überlagert.

Der Aufschluß zeigt, daß durch den Grubenbetrieb die östliche Hälfte einer nach Norden gerichteten Pfrimmschlinge in ihrer Uferpartie angeschnitten wurde. Unmittelbar daneben erblickt man daher ein ganz anderes Diluvialprofil (Taf. 3, Fig. 1). Die Terrasse fehlt. Dafür macht sich ein ehemaliger muldenförmiger Einschnitt bemerkbar, der in das Pliozän hineingreift, und dessen Sohle von SO nach NW zu ansteigt. Seine heutige Ausfüllung läßt nachstehende Schichtenfolge erkennen (Taf. 3, Fig. 2):

- 3. Heller Gehängelöß wie über der Terrasse nebenan, mit einem hellgrauen Lettenband an der Basis 160 cm
- 2. Schuttband aus Terrassenmaterial der Pfrimm, verschwemmtem Pliozän und Hydrobien-Kalken 75—80 cm
- 1. Geschichteter brauner, kalkhaltiger Löß mit Beimengungen von pliozänem Sand und, vor allem in der Randpartie, von Material aus der Pfrimm-Talwegterrasse 340 cm

Liegendes: Jungpliozäne Sande.

Ganz offensichtlich ist hier ein fossiler Hohlweg angeschnitten worden, der, in das einstige Steilufer der Pfrimm eingesenkt, sich in süd-östlicher Richtung nach dem Bach hinunter zog. Sein Endabschnitt sowie seine östliche Hälfte sind nicht mehr erhalten. Sie fielen der Erosion durch die Pfrimm-Niederterrasse zum Opfer. Da andererseits an der Auffüllung des Hohlwegs durch den unteren braunen Löß zugleich auch umgelagerte Schotter, Kiese und Sande der neben anstehenden Talweg-Terrasse beteiligt sind, muß der Beginn der Auffüllung zeitlich zwischen die Bildung der älteren Talweg- und der Nieder-Terrasse fallen. Sowohl geologische als auch faunistische Gründe (s. w. u.) schließen für die Ablagerung der braunen Lößschicht einen wärmeren diluvialen Zeitabschnitt aus. Somit bleibt nur die Annahme, daß der braune Löß zeitlich mit größter Wahrscheinlichkeit einer der jüngeren Stufen der Talweg-Terrasse gleichzusetzen ist. Er entspräche dann nach seiner Entstehungszeit dem jüngeren Löß I, und seine Bildung fiel in die erste kalte Phase der Würm-Vereisung¹⁾. Wird diese Datierung durch die weiteren Grabungsbeobachtungen bestätigt, dann dürfen wir in dem über dem braunen Löß liegenden Schuttband vielleicht die Wirkung der warmen Schwankung sehen, die Würm I und II trennt. (Nach FAULER dagegen müßte es sich dann um das Äquivalent des Riß-Würm-Interglazials handeln.) Der die Schichtenfolge nach oben zu abschließende helle unreine Löß dürfte wohl dem jüngeren Löß II entsprechen.

Alle paläolithischen Funde liegen ausnahmslos im braunen Löß. Sie haben demnach ungefähr dasselbe Alter wie das Moustérien von Pfeddersheim (WEILER 1937). Die bis jetzt zutage geförderten meist aufgeschlagenen und häufig stark mit Kalk inkrustierten Knochen stammen von folgenden Tieren, die der Urmensch jagte und verzehrte:

- Mammut (1 Ind.)
- Wildpferd (2 Ind.)
- Wisent (1 Ind.)
- ? Ren (1 Ind.)

¹⁾ Nach neueren Veröffentlichungen FAULERS (1938) entspräche allerdings die Talwegterrasse der dritten kalten Phase der Riß-Vereisung (Riß III).

- 1 kleiner Paarhufer
1 Canide (? Wolf).

Weiterhin stammen aus dem braunen Löß eine größere Anzahl von Schnecken-schalen, viele kleine Brocken von Holzkohle, deren Bearbeitung noch aussteht, sowie ungefähr ein Dutzend Steinwerkzeuge aus Quarzit, Porphyr und Hydro-bienkalken. Die Säugerfauna umfaßt nur Formen der kalten Steppe.

Die zusammengehörigen Knochen der einzelnen gejagten Tierarten liegen oft noch räumlich nahe beieinander. Eine stärkere Verlagerung vor ihrer Einbettung hat daher nicht stattgefunden. Gegenüber dem Befund bei dem etwa gleichalterigen Moustérien von Pfeddersheim verdient hervorgehoben zu werden, daß bei Monsheim anscheinend die Knochen des ganzen Skelettes der erlegten Tiere vorliegen und nicht bloß eine mehr oder minder große Auswahl. So wurden vom Mammut gefunden: beide Stoßzähne, das zerschlagene Becken, die beiden Schulterblätter, die meisten Schenkelknochen, außerdem Rippen und Wirbel. An einen Lagerplatz hat man solch schwere Knochen kaum geschleppt, und die Vermutung liegt daher nahe, daß wir bei Monsheim auf eine Jagdstelle gestoßen sind. Die in die Steilwände des diluvialen Pfrimmtales eingeschnittenen Hohlwege waren für die Steppentiere die gegebenen Wechsel, auf denen sie nachts zur Tränke hinabstiegen. Hier stellte auch der Urmensch seine Fallen mit der denkbar günstigsten Aussicht auf Erfolg. Von den erbeuteten Tieren nahm er nur die losgelösten Fleischteile im Fell mit nach dem anscheinend ziemlich weit entfernten Lagerplatz, während er die Knochen ihres Gewichtes wegen liegen ließ, nicht ohne sie vorher durch Aufschlagen ihres Markes beraubt zu haben. Während die Beute zerwirkt wurde, röstete der eine oder andere aus dem Jägertrupp am schnell entzündeten Holzfeuer einige Fleischstücke, um den ersten Hunger der Jäger zu stillen.

Für die Deutung des Monsheimer Fundes als Jagdstelle sprechen auch die Steinwerkzeuge. Ihre Zahl ist auffallend gering. Alle sind sehr primitiv und machen den Eindruck, als habe man sie erst an Ort und Stelle aus umherliegenden Terrassenmaterial geschlagen. An großen Pfrimmgeröllen, die man gerade noch bequem mit einer Hand fassen kann, hat man durch wenige rohe Abschläge eine zackige, aber scharfe Kante angeschlagen. Etwas kunstvoller verfuhr man bei der Herstellung des Taf. 3, Fig. 3 abgebildeten Werkzeuges aus Porphyr. Es stellt einen primitiven „Jagdkeil“ vor, dem man durch Abschläge eine Spitze mit zwei anschließenden scharfen Kanten gegeben hat. Derartige Geräte dienten sehr wahrscheinlich zum Töten der gefangenen Tiere und zum Aufschlagen der Knochen. Sonst liegen nur noch kunstlos hergestellte „Messer“ vor, die nichts anderes sind als scharfrandige Absplisse von größeren Geröllen (Taf. 3, Fig. 4, 6). Sie stellen die häufigste Geräteform vor und dienten zum Ausweiden und Zerlegen der Jagdbeute.

Alle Steingeräte sind atypisch, aber wichtig ist, daß der „Jagdkeil“ mit gewissen Funden von Polch (MORDZIOL 1936), wo eine diluviale Fallgrube ausgegraben wurde, eine sehr große Ähnlichkeit besitzt. Unsere Vermutung, bei Monsheim auf eine urmenschliche Jagdstelle gestoßen zu sein, wird dadurch weiter gestützt. Diese Annahme vermag auch bestehende Schwierigkeiten beim Vergleich mit dem etwa gleichalten Moustérien von Pfeddersheim zu beseitigen. Gegenüber dem von dort geborgenen Werkzeug-Inventar, das ja von einem Wohnplatz stammt, fällt vor allem die Eintönigkeit der Werkzeugformen auf. Dieser Unterschied verliert aber sofort seine Bedeutung, wenn Monsheim nur

eine Jagdstelle war. Den mannigfaltigeren Arbeiten, die am Wohnplatz zu verrichten waren, entspricht eben auch eine Fülle der verschiedenartigsten Geräte (Kratzer, Schaber, Faustkeil, Handspitze, Hohlschaber usw.), während man auf der Jagd mit nur wenigen Werkzeugformen auskam, die man sich noch dazu bei Bedarf jederzeit aus den überall umherliegenden Geröllen schlagen konnte. Trotz der typologisch gewaltigen Unterschiede, die zwischen den Steingeräten von Monsheim und jenen aus dem Moustérien von Pfeddersheim bestehen, glaube ich doch, daß Überreste ein und derselben diluvialen Kultur vorliegen, und die Monsheimer Funde als Jagdinventar der Moustérienstufe des Neandertalers zuzuweisen sind. Auf Grund der Monsheimer Funde wird es zukünftig für unser Gebiet möglich sein, Jagd- und Wohnplätze des Neandertalers klarer und eindeutiger auseinander zu halten, als es seither möglich war. Darin liegt zweifellos zunächst die größte Bedeutung des neu entdeckten Paläolithikums, ganz abgesehen davon, daß es das Lebensbild des Neandertalers im südlichen Rheinhessen wesentlich erweitert und vertieft.

Verzeichnis der angeführten Schriften.

- FAULER: Das Deckschichtenprofil und das geologische Alter der Moustierstation von Wallertheim (Rheinhessen). — Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. Stuttgart 1938.
 MORDZIOL: Die Mammutjagdstelle bei Polch. — Naturschutz. 17. Jahrg. Neudamm 1936.
 WEILER: Die altsteinzeitlichen Funde von Pfeddersheim bei Worms. — Notizbl. Hess. Geol. L. Anst. V. Folge 18. Darmstadt 1937.

Tafelerklärung.

Tafel 3.

- Fig. 1. Nordwand der Sandgrube Hagenburger und Schwalb in Monsheim bei Worms. Liegendes: Weiße Sande des Oberpliozäns. Hangendes: Diluvium. Das bei x hochgehende Pliozän stellt den Uferrand der älteren Pfrimm-Talwegterrasse vor. Links davon die Terrasse selbst von hellem Gehängelöß überlagert, rechts davon über dem sich langsam senkenden Oberpliozän die Ausfüllung des fossilen Hohlwegs. Die beiden Arbeiter stehen auf der Oberkante der Fundschicht. — Aufn. Obenauer.
 Fig. 2. Nordwand derselben Sandgrube. Profil des fossilen Hohlweges. a = brauner Löß mit der Fundschicht zwischen x . . . x; b = Schuttband; c = heller jüngerer Löß II. Aufnahme Obenauer.
 Fig. 3. Jagdkeil aus Porphy. 1:2. Aufn. Weiler.
 Fig. 4. „Messer“ aus Quarzit. 1:2. Schneide rechts und links. Aufn. Weiler.
 Fig. 5. Lehmbrocken mit Holzkohle. 1:2. Aufn. Weiler.
 Fig. 6. „Messer“ aus Porphy. 1:2. Schneide rechts. Aufn. Weiler.

Über einen Fall von Bergschaden durch den Abbau jungpliozäner Sande im südlichen Rheinhessen.

Von W. WEILER, Worms.

Mit Tafel 4 u. 5.

In der Grube von Hagenburger und Schwalb bei Monsheim im Kreise Worms begann man im Sommer 1936 an der Westwand mit dem Abbau der dort anstehenden weißen jungpliozänen Sande, deren Tongehalt für industrielle Zwecke ausgewaschen wird. Schon bald stellten sich aber bedenkliche Rutschungserscheinungen ein, die im Laufe der Zeit auf das westlich angrenzende Ackergelände übergriffen. Zunächst quoll das Pliozän, dem unten eine Lettenbank eingeschaltet ist, an der Grubensohle heraus und wurde über Nacht oft bis zu 2 m hoch emporgepreßt. Bereits im Herbst des gleichen Jahres wurden auch die angrenzenden Felder in Mitleidenschaft gezogen. Westlich der Grube traten etwa halbkreisförmig angeordnete, bis zu 50 cm breite und bis zu 10 m Tiefe ablotbare Risse auf, längs deren das Ackergelände z. T. beträchtlich absank und sich zugleich auf die Grube zu bewegte (Taf. 4, Fig. 2). Bei Neuvermessungen im Vollzug der Feldbereinigung ergab sich, daß ein im Rutschgebiet eingelassener Grenzstein sich 60 cm nach der Grube hin verschoben hatte.

Da dieselben jungpliozänen Sande auch an der Nordwand der gleichen Grube, außerdem an mehreren anderen Stellen Rheinhessens, vor allem in der nur 300 m in der Luftlinie entfernten großen Grube von Schiffer und Kircher (Taf. 4, Fig. 1) abgebaut werden und überall eine große Standfestigkeit aufweisen, müssen die beschriebenen Schäden durch besondere Ursachen bedingt sein. Eine genaue geologische Untersuchung ergab denn auch, daß letzten Endes die tektonischen Verhältnisse der näheren Umgebung der Sandgrube an den durch den Abbau an der Westwand ausgelösten Rutschungen schuld sind.

Das Gebiet westlich von Monsheim fällt längs rheinisch und variskisch streichenden Verwerfungslinien staffelförmig nach der Rheinebene zu ab. Eine dieser Verwerfungslinien verläuft nicht ganz 100 m von der Westwand der Grube Hagenburger und Schwalb entfernt. An ihr ist das in der genannten Grube abgebaute Jungpliozän derart abgesunken, daß es neben aquitanischen Hydrobienmergeln liegt. Die Nähe der Bruchlinie macht sich auch in der Lagerung der Sande bemerkbar, die infolge Schleppung nach Osten zu einfallen (Taf. 5, Fig. 1), während sie in der benachbarten Grube von Schiffer und Kircher durchaus schwebend liegen (Taf. 5, Fig. 2). Durch den Abbau an der

Grubenwestwand bei Hagenburger und Schwalb riß der hier nur schmale pliozäne Schichtenstoß bis zur Verwerfungslinie ab und geriet infolge seiner geneigten Lagerung auf die Grube zu in Bewegung. Zweifellos wurde das Abgleiten noch dadurch begünstigt, daß die jenseits der Verwerfungslinie anstehenden Hydrobienenmergel nicht nur oberflächlich, sondern, wie die Aufschlüsse im nicht weit entfernten Bahneinschnitt Monsheim—Niederflörsheim beweisen, auch in den tieferen Horizonten reichlich Wasser führen, das sicher in größeren Mengen in die Spalten und Klüfte der Verwerfungslinie entlang eindringt, und so die Gleitfähigkeit der tonhaltigen Sande noch erhöht. In der Tat sieht man an der Westwand der Grube von Hagenburger und Schwalb, daß die Sande im Gegensatz zu den Verhältnissen an der Nordwand der nämlichen Grube noch ein beträchtliches Stück über der Grubensohle ziemlich durchfeuchtet sind. Es kann daher kein Zweifel daran bestehen, daß die oben geschilderten Bergschäden in der Tat letzten Endes auf die tektonischen Verhältnisse in unmittelbarer Nähe der Sandgrube zurückzuführen sind ¹⁾.

Tafelerklärung.

Tafel 4.

- Fig. 1. Blick vom Südufer der Pfrimm nach NO. Auf dem nördlichen Pfrimmufer sind die beiden Sandgruben von Hagenburger und Schwalb (H) bzw. Schiffer und Kircher (S) sichtbar. Der Pfeil gibt das Streichen der Verwerfungslinie an, die dicht westlich der Grube von Hagenburger und Schwalb vorbei läuft. Aufn. Obenauer.
- Fig. 2. Westwand der Sandgrube von Hagenburger und Schwalb mit den durch die Rutschungen entstandenen Rissen (x). Die Absenkung im angrenzenden Ackergelände ist durch einen Pfeil gekennzeichnet. Aufn. Obenauer.

Tafel 5.

- Fig. 1. Nordwand der Sandgrube von Hagenburger und Schwalb mit nach Osten einfallendem Pliozän. Aufn. Obenauer.
- Fig. 2. Sandgrube von Schiffer und Kircher mit schwebend liegendem Pliozän. Aufn. Obenauer.

¹⁾ Anmerkung während der Korrektur: Nach einem heftigen wolkenbruchartigen Regen brach die Westwand der Grube mitsamt dem angrenzenden Gemarkungsweg und Ackerland in einer Breite von über 30 m ein, wobei bis zu 3 m breite Risse entstanden.

***Propelodytes wagneri* n. g. n. sp.,
ein Frosch aus dem Mitteleozän von Messel.**

Von KARL WEITZEL, Darmstadt.

Mit Tafel 6.

I n h a l t

Einleitung.

Beschreibung des Fundes.

- a) Gattungsmerkmale, Diagnose und Größenverhältnisse.
- b) Der Kopf.
- c) Die Wirbelsäule.
- d) Die Vordergliedmaßen.
- e) Das Becken und die Hintergliedmaßen.
- f) Zusammenfassung.

Schrifttum.

Einleitung.

Alle bisher bekannten fossilen Anuren zeigten im Vergleich mit den heute lebenden Formen keinen wesentlichen Unterschied. Es waren schon spezialisierte Typen, auch der oberjurassische *Montsechobatrachus* FÉJERVÁRY (= *Palaeobatrachus gaudryi* VIDAL) von Montsech in der spanischen Provinz Lerida. Erst durch einen Fund, den PIVETEAU (1936, 202, S. 1607—1608; 203, S. 1084 bis 1086) aus der Unteren Trias von Nord-Madagaskar beschreibt, bekommen wir einen Einblick in die Entwicklungsgeschichte der Frösche. Es handelt sich um *Protobatrachus massinoti*, dessen Schädel in den Hauptzügen den lebenden Formen schon entspricht: er ist stark abgeplattet, hat große Palatinalfenster, ein Flügelbein mit drei Armen und ein Parasphenoid, das ein umgedrehtes T darstellt. Die Rückbildung der praesakralen Rippen ist erst eingeleitet; anders aber steht es mit der Coccyx-Region. Seit GÖTTE ist bekannt, daß der Coccyx aus der Vereinigung mehrerer Wirbel hervorging. Was Embryologie und vergleichende Anatomie lehrten, wird nun durch die Beobachtungen am fossilen Objekt erhärtet, dessen Coccyx-Region aus einzelnen Wirbeln besteht. Die Anuren hatten also im Beginn ihrer Entwicklung kein Urostyl, das Ilium war viel weiter hinten an der Wirbelsäule befestigt als bei den rezenten Fröschen, und dementsprechend bestand auch noch keine Anpassung an das Springen. Vorder- und Hintergliedmaßen waren bei *Protobatrachus* annähernd gleich, allerdings waren die Arme kürzer. Die Elemente des Unterarms und Unterschenkels waren bei ihm noch getrennt, während ja bei den späteren Formen Elle und

Speiche, Schien- und Wadenbein miteinander verwachsen sind. Tibia und Fibula waren übrigens bei der triassischen Form kürzer als der Oberschenkel; also auch diese Tatsache beweist, daß eine Anpassung ans Springen nicht vorlag. — Wie aus den Untersuchungen von SÄVE-SÖDERBERGH (1935, 1—211) sich Beziehungen zwischen Anuren und Stegocephalen ergeben, so betont auch PIVETEAU den Zusammenhang zwischen Fröschen und Labyrinthodonten (1936, 203, S. 1084): „Il est évident, . . . que *Protobatrachus* doit être placé à la base du phylum des Anoures, phylum de même importance que celui des Labyrinthodontes, des Phyllospondyles et des Lépospondyles. Tout cet ensemble s'oppose nettement aux Urodèles.“

In seiner Arbeit über Schwanzlurche aus der oberlutetischen Braunkohle des Geiseltals weist HERRE (1935, S. 69) auch auf die Abstammung der Amphibien hin. Er lehnt die Herkunft der Urodelen von den Stegocephalen ab und möchte das auch für die Anuren gelten lassen. HERRE beruft sich dabei auf MOODIE'S Arbeit (1916) über die Carbon-Amphibien Nord-Amerikas. Die hierbei maßgebende Form ist *Pelion lyelli* WYMAN aus dem Carbon von Ohio (MOODIE 1916, S. 72—74; Abb. Tafel 24), die ihrer froschähnlichen Gestalt wegen bei den Anuren untergebracht wird. Allerdings mit gewissen Vorbehalten: „The genus *Pelion* stands alone among the Carboniferous Amphibia. The form can not be placed in the order Branchiosauria on account of the welldeveloped limb bones and the large mandible. It may belong with the Microsauria. I have placed it under the Salientia in the hope of learning more about the early relatives of the tailless formes. There is no assurance at all that it is even ancestral to the Salientia, but the resemblances are striking.“

Zu den fossilen Fröschen, die in ihrer Ausbildung schon vollkommen den heute lebenden Formen gleichen, zählt auch ein Vertreter aus den schiefrigen, bituminösen Tonen von Messel. Er ist von sehr schlanker Gestalt und kommt einer Gattung am nächsten, die nur durch zwei Arten vertreten ist: *Pelodytes* FITZINGER; *Pelodytes punctatus* (DAUDIN) aus Südwest-Europa und *Pelodytes caucasicus* BOULENGER, von den Hängen des Kaukasus bekannt. Der Messeler Anure kommt der kaukasischen Form am nächsten.

Beschreibung des Fundes.

a) Gattungsmerkmale, Diagnose und Größenverhältnisse.

Ordnung: *Anura*.

Unterordnung: *Phaneroglossa*.

Familie: *Pelobatidae*.

Gattung: *Propelodytes* n. g. (*Pro-pelodytes* als Vorläufer der heute im Kaukasus und in Südwest-Europa lebenden Gattung *Pelodytes*.)

Art: *Propelodytes wagneri* n. sp. (*wagneri* nach Prof. Dr. W. WAGNER, Technische Hochschule in Darmstadt, als Zeichen meiner Dankbarkeit für die Förderung paläontologischer Arbeiten.)

Typus: Gut erhaltenes Exemplar aus der Sammlung des Hessischen Landesmuseums, Darmstadt; Fundnummer 1286.

Locus typicus: Grube Messel bei Darmstadt.

Stratum typicum: Mittleres Lutetian.

Gattungsmerkmale: Sacralwirbel procoel, seine Querfortsätze sehr verbreitert. Os coccyx am Kreuzbein eingelenkt. Astragalus und Calcaneus an den Enden weitgehend verschmolzen, aber in der Mitte noch nicht so verwachsen, wie das bei den Elementen des Unterschenkels der Fall ist. (Beim rezenten *Pelodytes* besteht vollkommene Verschmelzung der Fußwurzelknochen der ersten Reihe.)

Diagnose: *Propelodytes wagneri* n. g. n. sp. ist von schlanker Gestalt, vergleichbar *Pelodytes caucasicus* BOULENGER; sein Schädel ist breiter als der von *Pelodytes cauc.* Bei nach vor an den Körper angelegten Hinterbeinen ragt das Tibiotarsalgelenk über die Schnauzenspitze hinaus. (Bei *Pelodytes cauc.* bis zur Schnauzenspitze.) Die Endphalangen der Finger und Zehen sind zugespitzt.

Größenverhältnisse (Maße der Fundnummer 1286 in mm): Länge von der Schnauzenspitze bis zum Rumpfende 47; Schädellänge 16, dessen größte Breite 20; Länge der Wirbelsäule bis zur Einlenkungsstelle des Coccyx 15,4; Länge des Schwanzbeins 9,5; Oberarmlänge 10,8; Unterarmlänge 7; Längster Mittelhandknochen 3,1; Länge des Oberschenkels 18; Länge des Unterschenkels 25,9; Länge der Fußwurzelknochen der ersten Reihe 10,8; längster Mittelfußknochen 4,3.

b) Der Kopf.

Der dreieckige Schädel, dessen Breite $\frac{5}{4}$ der Länge beträgt, ist länger als die Wirbelsäule bis zum Beginn des stabartigen Coccyx. Die Augenhöhlen sind weiter vom Vorder- als vom Hinterrand des Kopfes entfernt. Da das Tier auf dem Rücken liegt, lassen sich vom Schädeldach nur die Seitenränder der Fronta-Parietale-Knochen erkennen, während der übrige Teil durch ein breites, gestrecktes Parasphenoid verdeckt wird. Ober- und Zwischenkiefer sind dicht bezahnt, ebenso der Vomer; auf 3 mm kommen beim Maxillare etwa zehn Zähne. Der zahnlose Unterkiefer ist im vorderen Teil schmal und gleichmäßig niedrig, erfährt dann eine leichte Erhöhung, um vor der Einlenkung des Quadratjochbeins wieder abzunehmen. Das Flügelbein hat die Gestalt eines griechischen λ wie der entsprechende Knochen bei *Rana*, *Hyla*, *Bufo* usw. Sein mittlerer, nach dem Parasphenoid gerichteter Teil ist nur angedeutet; besser tritt der nach vorn gestreckte Arm hervor, der zum Oberkiefer reicht, während der hintere zum Kieferaufhängeapparat zieht.

c) Die Wirbelsäule.

Die Zahl der praesacralen Wirbel ist nicht festzustellen. Bedeutungsvoll ist die starke Verbreiterung der Kreuzbeinquerfortsätze, die große Scheiben darstellen. Das Steißbein ist mit dem Sacrum gelenkig verbunden. An einem weniger vollständig erhaltenen Stück (Fundnummer 4359) sind die seitwärts gerichteten großen Querfortsätze des 2. und 3. Wirbels erhalten, während der 4. bis (?) 8. praesacrale Wirbel nur schwache, nach vorn gewendete Diapophysen besaßen. Die Rippen sind mit den Querfortsätzen verschmolzen. Der Coccyx verläuft fast bis zum Schnittpunkt der Darmbeine und bleibt gleichmäßig breit bis zum Ende.

d) Die Vordergliedmaßen.

Vom Schultergürtel ist nichts erhalten als der Rest eines Coracoids, dessen gebogene Form die Zugehörigkeit zu den Arcifera belegt. — Der gestreckte,

beinahe gerade Oberarm ist ungemein gedrungen. Sein oberes verbreitertes Ende zeigt einen sehr kräftig entwickelten Gelenkknopf, wie er z. B. bei *Rana* besteht. Das Mittelteil ist wesentlich schmaler, der distale Teil wenig verbreitert. Die Gelenkrolle für den Vorderarmknochen ist nicht sehr stark und weniger gewölbt als bei *Pelobates* oder *Rana*; ihre Ausbildung ist etwas kräftiger als bei *Palaeobatrachus*. Auch das zierliche Antibrachium erinnert an den entsprechenden Knochen dieser jüngeren Form. Die Verschmelzung von Radius und Ulna ist schon weitgehend erfolgt; nur an den Enden deuten schwache Furchen auf die ursprünglichen Elemente hin.

Von den in zwei Reihen liegenden Handwurzelknochen ist deutlich nur das der Elle vorgelagerte Ulnare zu erkennen, ebenso Carpale III + IV + V. Das Daumenoriment, beim rezenten *Pelodytes* vorhanden, ist bei der fossilen Form nicht erhalten. Die Phalangenzahl von II—V ist 2233; die Endphalangen sind spitz. Von den Fingern ist der IV. der längste. Mittelhandknochen II: 3,1; III: 2,8; IV: 2,5, V: 2,7 mm.

e) Das Becken und die Hintergliedmaßen.

Die Flügel der Darmbeine sind zwar etwas verlagert, waren aber trotzdem schwach gekrümmt. Mit ihren Vorderenden überdecken sie, weil das Tier auf dem Rücken liegt, die Außenränder der weit ausgedehnten Scheiben des Kreuzbeins. — Der schwach S-förmig geschwungene Oberschenkel ähnelt dem von *Rana*, ist aber gedrungener. Der Knochen ist in der Mitte zylindrisch; das dem Acetabulum zugewendete Gelenkende ist etwas abgeplattet. Der sehr lange Unterschenkel ist in seinem stabartigen Mittelteil schwach gebogen; deutlich verläuft nach den Enden eine gelenkwärts stärker vertiefte Furche, wodurch die den Knochen aufbauenden Elemente, Tibia und Fibula, klar angedeutet werden. Besonders auffallend ist die bedeutende Länge des Unterschenkels im Vergleich zum Femur (25,9:18).

Der Fuß der Anuren ist ungemein lang. Das kommt bei dem rezenten *Pelodytes* ganz besonders zum Ausdruck, weil bei ihm die Elemente des Pro-tarsus, also die Fußwurzelknochen der ersten Reihe (Calcaneus und Astragalus, auch Fibulare und Tibiale bezeichnet), zu einem Knochen verwachsen sind. Bei *Propelodytes* treten die beiden zwar in ihrer Anlage und Ausdehnung für sich deutlich hervor, sind aber an den Innenflächen völlig verbunden. Außen liegt der kräftigere Calcaneus; innen der schwächere Astragalus. Beide sind nicht halb so lang (10,8:25,9) wie der Unterschenkel und weisen an den Enden, besonders am unteren, wo schon eine vollkommene Vereinigung besteht, starke Verbreiterung auf. Die starke Verlängerung der Hintergliedmaßen zeigt sich neben der besonderen Ausdehnung der Unterschenkel und der Streckung des Pro-tarsus auch bei den Metatarsalia, die länger als die Mittelhandknochen sind. Der längste und kräftigste Mittelfußknochen ist der vierte; zugleich ist die vierte Zehe die längste von allen. So läßt sich bei der Messeler Form durch ihre Langbeinigkeit und starke Ausbildung der vierten Zehe die vorzügliche Doppelanpassung an das Springen und an das Schwimmen beobachten. Auch bei anderen Schwimmern besteht die besondere Ausbildung der vierten Zehe: beim Schwan, bei *Podiceps*, bei *Potamogale*; die gleiche Erscheinung zeigt *Hesperornis* aus der Kreide, ebenso sind beim Seeotter (*Lutra latax*) die vierte und fünfte Zehe verlängert.

f) Zusammenfassung.

Aus den miozänen (Lutetian) bituminösen Tonen von Messel wird ein schlanker, langbeiniger Frosch bekannt, der als Pelobatide anzusprechen ist. Heute leben von der ihm nächstverwandten Gattung *Pelodytes* zwei Arten: *Pelodytes punctatus* (DAUD.), eine kleine Form von etwa 4½ cm Länge, gut bekannt aus Frankreich, Oberitalien und Teilen der Iberischen Halbinsel; die zweite Art, *Pelodytes caucasicus* BLGR., ist wesentlich seltener. BOULENGER (1896, S. 548 bis 555, Tafel XXI) hat sie von dem kleinasiatischen Abhang des Kaukasus dargestellt, wo sie in einer Höhe von 2300 m entdeckt wurde. *Pelodytopsis caucasicus* von Lagodekhi, Transkaukasien, beschrieben von NIKOLSKI (1896, S. 137), ist nach BOULENGER synonym zu der von ihm bekannt gegebenen Gattung. Unsere Messeler Anure hat mit der langgestreckten Form aus dem Osten die meiste Übereinstimmung und war ein ihr naherwandter Vorläufer, was zur Bezeichnung *Propelodytes wagneri* n. g. n. sp. Veranlassung gab.

Schrifttum.

- BEDDARD, FRANK: Contributions to the knowledge of the anatomy of the batrachian family Pelobatidae. Proc. Zool. Soc. London. 1907. S. 871—911.
- BOULENGER, GEORGE ALB.: Catalogue of the Batrachia Salientia S. Ecaudata in the Collection of the British Museum. 2^d Edition. London 1882.
- BOULENGER, GEORGE ALB.: On some little-known batrachians from the caucasus. Proc. Zool. Soc. London 1896. S. 548—555. Taf. XXI, Fig. 2.
- HERRE, W.: Die Schwanzlurche der miozänen (oberlutetischen) Braunkohle des Geiseltales und die Phylogenie der Urodelen unter Einschluß der fossilen Formen. Zoologica 33, H. 87, 1—85. Stuttgart 1935.
- MOODIE, ROY LEE: The Coal Measures Amphibia of North America. Washington 1916.
- NIEDEN, FR.: Anura T. Subordo Aglossa und Phaneroglossa Sectio 1 Arcifera. Das Tierreich. 46. Liefg. J. A. Preuß. Ak. Wiss. Berlin 1923.
- NIKOLSKI: *Pelodytopsis caucasicus*. Annuaire Mus. St. Pétersb. 1896.
- NOBLE, G. K.: The Phylogeny of the Salientia. Bull. Americ. Mus. Nat. Hist. 46, 1—89. New York 1922.
- NOBLE, G. K.: An analysis of the remarkable cases of distribution among the amphibia, with descriptions of new genera. Americ. Mus. Novitates No. 212; 1—24. New York 1926.
- PIVETEAU, J.: Une forme ancestrale des Amphibiens Anoures dans le Trias inférieur de Madagascar. C. R. Acad. Sci. 202, 1607—1608. Paris 1936.
- PIVETEAU, J.: Origine et évolution morphologique des Amphibiens Anoures. C. R. Acad. Sci. 203, 1084—1086. Paris 1936.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G.: On the Dermal Bones of the Head in the Labyrinthodont Stegocephalians and Primitive Reptilia, with Special Reference to the Eotriassic Stegocephalians from East Greenland. Medd. Grønland 98, 1—211, København. 1935.
- WEITZEL, K.: Ein Messeler Frosch und sein Einbettungsmaterial. Volk u. Scholle; Ztschr. Landschaftsds. Volkst. u. Heimat. 81—82. Darmstadt 1938.

Tafelerklärungen.

- Fig. 1. *Propelodytes wagneri* n. g. n. sp. Miozän. Messel bei Darmstadt. Orig. Hess. Landesmuseum Darmstadt. Fundnummer 1286. Nat. Größe.
- Fig. 2—4. *Pelodytes caucasicus* BOULENGER 1896. (Aus BOULENGER 1896, Tafel XXI.)
2. Röntgenaufnahme; das Tier liegt auf dem Rücken.
 3. Das Tier in Rückenlage.
 4. Das Tier von oben.

Pristichampsus rollinatti (GRAY)

aus dem Mitteleozän von Messel.

VON KARL WEITZEL, Darmstadt.

Mit Tafel 7.

Das Lutetian von Argenton-sur-Creuse (Indre) ist durch Funde von *Lophiodon medium* CUV., *Chasmotherium minimum* FISCHER, *Propalaeotherium argenticum* BLV., *Pr. rollinatti* STEHLIN, *Pr. parvulum* LAUR. und *Chasmotherium* sp. bekannt. Vom gleichen Fundort beschrieb schon CUVIER (1836, S. 330—334) Krokodilzähne, die durch ihre seitliche Abplattung, vornehmlich aber wegen ihrer schneidenden Ränder mit besonders feiner Zähnelung der Vorder- und Hinterkante bemerkenswert waren. GRAY (1831, S. 61) bezeichnete die Form als *Crocodylus rollinatti*, GERVAIS (1853, S. 374—377) hat sie — „à cause de ses dents finement serratifformes“ — zu einer neuen Gattung *Pristichampsus*¹⁾ erhoben. CARAVEN-CACHIN (1880, S. 368) schildert aus den eozänen Sandsteinen von Massale bei Navès (Tarn) einen Krokodilrest mit kräftigen Zähnen, die konisch, ungleich an Länge und durch starke Wurzeln befestigt sind. Ihre Vorder- und Hinterkanten tragen leicht gezähnelte Schneiden; die Zähne selbst sind mehr komprimiert als bei den übrigen Krokodilen. „Des dents du même animal se rencontrent fréquemment dans le grès de Sicardens et de la Massale ainsi que dans les sables de Vielmur et de Viviers-les-Montagnes; elles sont associées aux *Paléotherium* et aux *Lophiodon*.“ Auch hier handelt es sich um *Pristichampsus rollinatti* (GRAY). Neben den vorgenannten Fundorten Argenton, la Massale, Sicardens, Vielmur, Viviers-les-Montagnes ist noch Beauchamps, Bassin de Paris zu nennen (GERVAIS 1859, Taf. 59, Fig. 3—5), außerdem bildete BARNES (1926, Taf. I, Fig. 9—12) Reste von „*Diplocynodon rollinatti*“ aus der eozänen Braunkohle des Geiseltales ab. Auch er erwähnt die kennzeichnende feine Kerbung der Zahnschneiden, eine Erscheinung, die man übrigens auch bei Dinosauriern, Fischen und Säugern antrifft.

Nun liegt von Messel das Kopfstück eines schmalschnauzigen Krokodils mit einer Bezahnung vor, die vollkommen der oben angeführten entspricht: es sind abgeplattete, vorn und hinten stark zugeschärfte Zähne, die leicht rückwärts gebogen und deren Kanten sehr fein und gleichmäßig gezähnelte sind. Der erste Unterkieferzahn reicht in eine Grube des Oberkiefers; ein weiter

¹⁾ LYDEKKER (1888, S. 74) änderte den Namen in *Pristichampsu* um, was nach Artikel 19 der I. R. z. N. nicht angeht, da es sich um eine Verbesserung philologischer Art dreht. Die Bezeichnung *champsu* geht auf eine koptische Lokalbezeichnung für das Wort Krokodil zurück.

zurückstehender (4?), dessen große Basis leider nur erhalten ist, füllte eine geräumige Nische im Maxillare aus; über die Größe des ihm voraufgehenden Zahnes kann nichts ausgesagt werden, damit auch nichts über Beziehungen zur Gattung *Diplocynodon*.

Die Nasenbeine, nach vorn verjüngt, stoßen bis zur Nasenhöhle und trennen dadurch die beiden Zwischenkiefer. Mit ihnen bilden sie die Umgrenzung der Höhle, in die eine Scheidewand ragt. Nach hinten verlaufen die Nasalia auf der Grenze zwischen dem flachen Schädeldach und den Maxillen, welche die Seiten des Schädels einnehmen. Die Zähne des Oberkiefers umgreifen die der Mandibeln. Die Unterseite des Stückes zeigt die Nasenröhre, die Flügelbeine und die ungemein lange Symphyse (77 mm), an der das Spleniale auf einer Länge von 15 mm teilnimmt.

Das Senckenberg-Museum besitzt vom gleichen Fundort einen großen Keimzahn, der wohl einem sehr kräftigen Exemplar von *Pristichampus* angehörte. Länge des Bogens der Vorderkante (soweit vorhanden): 49,4 mm; des Bogens der Hinterkante 53 mm; größte Breite am Basisende 14,3 mm; an der Spitze 2,2 mm. Sein Vorderrand ist stärker gebogen als der Hinterrand; die scharf ausgeprägten Vorder- und Hinterkanten sind — wie beim Hauptstück — gleichmäßig fein gezähnt. Die Spuren der Zähnelung verlaufen auch hier mit der Kante über die Zahnspitze und sind auf der hinteren Kante etwas schärfer ausgeprägt als bei der vorderen. Die Außenseite des Zahnes ist viel stärker gewölbt als der nach innen gewendete Teil.

Zusammenfassung.

Aus dem Miozän von Messel kannte man bisher an Krokodilen:

Diplocynodon darwini (LUDWIG, 1877),

Diplocynodon ebertsi (LUDWIG, 1877),

Hassiacosuchus haupti WEITZEL 1935.

Hinzu kommt eine schmalschnauzige Form mit Zähnen, die schon CUVIER (1836) darstellte und die später häufig aus französischen Ablagerungen unter dem Namen *Pristichampus rollinati* (GRAY) beschrieben wurden.

Schrifttum.

CARAVEN-CACHIN, M.: Description d'un fragment de crâne de *Crocodylus Rollinati* des grès éocènes du Tarn. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. 8, S. 368, Paris 1880.

CUVIER, G.: Recherches sur les ossements fossiles. 9. Bd. 4. Aug. Paris 1836.

GERVAIS, P.: Observations relatives aux Reptiles fossiles de France. Compt. Rend. Hebd. Séanc. Ac. Sc. 36, S. 374—377. Paris 1853.

GERVAIS, P.: Nouvelles Recherches sur les Animaux vertébrés. Zool. et Paléont. franç. 2. Ed. Paris 1859.

GRAY: Synopsis reptilium S. 61. 1831.

Tafelerklärungen.

Fig. 1—3. *Pristichampus rollinati* (GRAY), Miozän von Messel bei Darmstadt.

Gesamtlänge 210 mm; Größte Breite 70 mm; Breite a. d. Schnauze 38 mm.

1. Von rechts.

2. Von oben.

3. Von unten.

**Kieferreste von *Diplocynodon plenidens* (H. v. MEYER)
aus der oberen Meeresmolasse vom Westufer des Überlinger Sees.**

VON KARL WEITZEL, Darmstadt.

Mit Tafel 8.

Im Sommer 1937 fand Herr Prof. Dr. WAGNER am Strand des Überlinger Sees zwischen dem Effle- und Lispental, südöstlich von Bodmann, in einem Sandsteinblock Reste eines Krokodils. Nach freundlicher Mitteilung des Finders, der mir die Bestimmung des Fossils übertrug, lag der Stein auf den Abrutsch- und Abschlämmassen, die den Sanden und Mergeln der Unteren Süßwassermolasse über- und vorgelagert sind. Der Block selbst war verstürzt und stammte aus der Oberen Meeresmolasse, also aus der Burdigalischen Stufe, von der über dem Fundplatz Heidenlöcherschichten (m 2 α) und Sandschiefer (m 2 β) in einer Gesamtmächtigkeit von 70—80 m anstehen. Das Einbettungsmaterial des Krokodils ist ein mittelkörniger, glaukonitreicher, stark kalkhaltiger und fast geröllfreier Sandstein mit vielen Schalensplintern und gut erhaltenen Schalen von *Cardium commune*. Damit entstammt das Reptil ohne Zweifel den Heidenlöcherschichten; aus einem Flußlauf war es einstens ins Meer eingeschwemmt worden. Dabei blieben die Unterkieferreste einer sehr kräftigen Form erhalten, deren rechter Mandibelast mit neun mehr oder weniger gut erhaltenen Zähnen frei liegt. Der linke Ast ist in seinem vorderen Teile überdeckt; seine nach unten gerichteten Zähne stehen im Gestein. Die freiliegenden Zähne sind sehr groß (bis zu 58 mm) und zeichnen sich vornehmlich dadurch aus, daß sie, bis auf eine Röhre für Gefäße, vollkommen dicht sind. Das ist ein Merkmal, wie es auch HERMANN v. MEYER (1839, S. 76) für die von ihm aufgestellte Gattung Plerodon als kennzeichnend angab. Er beschrieb einzelne Zähne von ihr von Stein am Rhein und aus den Bohnerzen von Mößkirch in Baden. Dabei wies er darauf hin, daß er bei ihnen die Hohlheit der Zahnkronen nicht finden könne, „welche die Zähne der lebenden Krokodile auszeichnet und dem Ersatzzahn gestattet, in die Krone des vor ihm entstandenen Zahnes sich hoch hinaufzuziehen. Diese fossilen Zähne sind vielmehr bis zur Kronenbasis herunter dicht, nur eine enge Gefäßröhre bergend“.

Schon BRONN (1853, S. 723) erwähnte, daß POMEL entsprechende Beobachtungen an *Diplocynodon* gemacht habe, weshalb wohl auch LYDEKKER in seinem Katalog (1888, S. 53) die Zähne von oben genannten Fundorten als *Diplocynodon plenidens* benannte. Ebenso sei auch das Original aus der Gegend von Bodmann zu dieser Form gestellt. Es hat insofern besondere Bedeutung, als

zum erstenmal auch Kieferreste bekannt werden, während bisher von *Diplocynodon plenidens* lediglich Zähne gefunden wurden.

Zusammenfassung.

Aus der oberen Meeresmolasse in der Gegend von Bodmann am Überlinger See werden zum erstenmal Kieferreste von *Diplocynodon plenidens* (H. v. MEYER) bekannt.

Schrifttum.

- ERB, LUDWIG, mit Beiträgen von WILHELM SCHMIDLE: Geol. Spezialkarte von Baden. Ertlgen. z. Blatt Überlingen (Nr. 148) u. Bl. Reichenau (Nr. 161). Mit 4 Fig. u. 8 Bildern. Bad. Geol. Landesanst. Freiburg i. Breisgau 1934.
- BRONN, H. G.: Lethaea Geognostica, III, S. 723. Stuttgart 1853—1856.
- KUHN, OSKAR: Crocodilia aus Fossilium Catalogus. 1936.
- LYDEKKER, RICHARD: Catalogue of Fossil Reptilia and Amphibia in the British Museum. London 1888.
- MEYER, H. VON: *Plerodon* n. g. Neues Jahrb. Min. S. 4, 77, 79. 1839.
- SCHALCH, F.: Bemerkungen über die Molasse der badischen Halbinsel und des Überlinger Seegebietes. S. 253—338. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. IV. Heidelberg 1903.

Tafelerklärungen.

Tafel 8.

Fig. 1 u. 2. *Diplocynodon plenidens* (H. v. MEYER). Meeresmolasse vom Westufer des Überlinger Sees. Orig. Hess. Landesmuseum Darmstadt. Größe des Kieferbruchstückes in seiner längsten Erstreckung 42 cm.

1. Von der Seite, Blick auf den bezahnten rechten Unterkieferast.
2. Blick auf die Unterseite des Kiefers. Rechter Unterkieferast verschoben.

Standortsverhältnisse für Wasserpflanzen im Naturschutzgebiet des Lampertheimer Altrheins.

Von HANS HEIL.

Mit 10 Abbildungen auf 3 Tafeln.

Einleitung.

Der Altrhein bei Lampertheim unweit Worms übte schon von jeher eine seltsame Anziehungskraft auf den Naturfreund aus. Er war nicht nur das Ziel zahlloser Lehrausflüge aus der näheren und weiteren Umgebung und von Einzelbesuchen, sondern auch die Stätte wissenschaftlicher Arbeit, die bei noch stärkerem Einsatz in Zukunft sicherlich noch manches schöne Ergebnis zeitigen könnte. Die große Lebensgemeinschaft, die in ihren einzelnen Pflanzen- und Tiergesellschaften hier mit einer auch für den Laien reizvollen Landschaft verwoben ist, wurde durch eine Verordnung vom 4. August 1937 (Reg.-Bl. Nr. 17) unter Naturschutz gestellt. Über dieses Naturschutzgebiet liegt einführendes Schrifttum von FELDHOFFEN (1934) und HEIL (1929, 1934) vor. —

Wenn früher die Botaniker als Floristen auszogen, um möglichst viele und vor allem recht seltene Arten zu sammeln und zu bestimmen, dann konnte ihnen für das genannte Gebiet die Flora von DOSCH und SCRIBA (1888) ein guter Führer sein. Heute richten die Biologen ihr Augenmerk mehr auf die Ganzheit der Vergesellschaftung, auf die Pflanzen in ihren Beziehungen und Abhängigkeiten von ihrer gesamten Umgebung, sowohl der belebten als auch der unbelebten. Dieses für die einzelnen Arten wie auch für ganze Gesellschaften eigene Gefüge bezeichnet man als Standort, der von dem früher so beliebten und oft geheim gehaltenen Fundort begrifflich scharf getrennt werden muß. Die heute im Vordergrund stehende ökologische Betrachtungsweise umfaßt zwar die rein floristische, steht aber über ihr. Der Biologe benötigt die kameradschaftliche Zusammenarbeit mit dem Geologen, dem Bodenkundler, dem Klima- und Gewässerkundler, um die Standortfragen richtig lösen zu können. Das mag eine Rechtfertigung dafür sein, daß die vorliegende Arbeit, die von pflanzenkundlichen Fragen ausgeht und auch zuletzt wieder zu botanischen Betrachtungen zurückkehren will, in diesem Rahmen erscheint. Es soll aber auch gleichzeitig eine Erklärung dafür sein, daß die angeschnittenen Fragen nie zu Ende behandelt werden konnten, da sie ja nicht um ihrer selbst willen aufgeworfen wurden, sondern nur so weit verfolgt zu werden brauchen, als sie zur Lösung nützen.

Der Blickpunkt für die Erforschung der Standortsverhältnisse war in dem vorliegenden Falle darin zu finden, daß die Lampertheimer Wasserpflanzengesellschaften einige Arten aufweisen, die nur unter ganz besonderen Voraussetzungen gedeihen und sich nur unter diesen Voraussetzungen als natürliches Glied solcher Pflanzengesellschaften erhalten. So sagt GAMS (1927) von der in unserem Gebiet in Massenbeständen wachsenden Wassernuß (*Trapa natans* L.): „Sowohl die diluviale wie die postglaziale und heutige Verbreitung der Wassernüsse wird durch dreierlei Umstände bestimmt: Kalkscheu, verbunden mit hohem Nährstoff- und Wärmebedürfnis, Verbreitung durch Säugetiere und den Menschen, der die einjährige (in Südasien angeblich auch mehrjährige) Wasserpflanze um ihrer mehrlreichen Früchte willen seit dem Neolithikum sammelt und in vielen Gebieten (heute besonders in Ostafrika, Süd- und Ostasien) kultiviert.“ Von anderen in unserem Gebiet ebenfalls vorkommenden wärmeliebenden Wasserpflanzen nennt er *Najas*, *Hydrocharis*, *Stratiotes*, *Nymphaea*. Inwiefern sind nun solche im Schrifttum aufgezeigten Voraussetzungen durch die Verhältnisse des Lampertheimer Altrheins erfüllt?

Wir untersuchen der Reihe nach

1. die **räumlichen** Verhältnisse (Entstehung des Lebensraumes, Gestalt des Lebensraumes, Veränderung am Lebensraum): S. 52,
2. die **stofflichen** Verhältnisse (Bodenbildung, stoffliche Zusammensetzung des Bodens; Wasserzuführung, die stofflichen Eigenschaften des Wassers): S. 54,
3. die **energetischen** Verhältnisse (Wärmeklima der Luft und des Wassers; Lichtklima): S. 58,
4. die **biologischen** Verhältnisse (Klärung von Widersprüchen, die Lebensdauer unserer Wasserpflanzengesellschaften): S. 60.

Räumliche Verhältnisse.

In der am wenigsten geneigten Landschaft des ganzen Rheintales, in dem nördlichen Teil der Oberrheinischen Tiefebene zwischen Karlsruhe und Mainz, bedeuteten schon von jeher die geringsten, kaum merklichen Geländeerhöhungen nicht überwindbare Hindernisse für den ruhig und träge fließenden Strom. In großen Schlingen und Schleifen zog er nach dem Grundsatz des geringsten Widerstandes bei schwachem Gefälle dahin. Ganz anders verhielt sich der Rhein, wenn bei Hochwasser die gewaltigen Flutmassen sich durch das Flußbett wälzten, über dieses hinaustraten und die Landschaft da und dort in einen weiten See verwandelten. Dann suchte sich das nachdrückende Wasser oft den kürzesten Weg, die benachbarten Teile der Schlingen wurden bei Durchbrüchen miteinander verbunden; der Lauf verkürzte sich. Die Schleife war aber dann aus der Hauptströmung ausgeschaltet, sie wurde zum ruhigen Altwasser, das durch die fortschreitende Verlandung immer mehr die Eigentümlichkeiten eines stehenden Gewässers annahm und nur bei Hochwasser ab und zu etwas stärker durchströmt wurde.

So war auch die Entstehungsgeschichte des Lampertheimer Altrheines: In der Neujahrsnacht 1801/02 Durchbruch des Stromes, Bildung eines gewaltigen Strudelbeckens (Welsches Loch), Ausschaltung der Lampertheimer Stromschleife, allmähliche Verlandung des Altrheines. Darüber hinaus griff der Mensch ein und legte westlich vor das Welsche Loch in die Rich-

tung des kürzesten Stromverlaufes 1879/80 den künstlichen Durchstich am Mittelbusch.

Der für den Pflanzenfreund verlockendste Teil der Altrheinschlinge liegt vor dem Süd-West-Rand der von der Schleife umflossenen Auwald-Insel Biedensand; es ist der etwas verschmälerte Abschnitt unmittelbar vor dem Welschen Loch (Taf. 9, Abb. 1). Auf ihn beziehen sich die im folgenden mitgeteilten Untersuchungen.

Die Gestalt des Lebensraumes unserer Wasserpflanzengesellschaften kommt auf dem beigefügten Profil (Taf. 9, Abb. 2) durch den Altrhein zwischen den Gemarkungen Bonaue und Biedensand zum Ausdruck. Das Oberflächenprofil des Bodens ist mit Hilfe von Nivellierlatte und Pendel bestimmt worden und in der Zeichnung fünffach überhöht dargestellt. Der aus der Zeitspanne von 1911 bis 1920 gemittelte Hoch- und Niederwasserstand des Rheines bei dem 6 km entfernten Worms (Taf. 10, Abb. 6) wurde unter Berücksichtigung der Höhenunterschiede in den Querschnitt eingetragen. Selbstverständlich können Überdurchschnittswerte nach beiden Richtungen hin erreicht werden, wie z. B. ein Vergleich der gemittelten (1911—1920) Monats-Wasserstände mit denen der Jahre 1923—1927 (S. 55) zeigt. Die Vegetationsstreifen sind ebenfalls maßstäblich in das Profil eingetragen: Röhricht (*Phragmites communis*, *Scirpus lacustris*) — Schwimmblattpflanzen (*Nuphar luteum*, *Nymphaea alba*, *Limnanthemum nymphaeoides*, *Trapa natans*) — Unterwasserpflanzen (*Potamogeton lucens* u. a. Arten, *Myriophyllum*, *Ceratophyllum demersum*). Dabei fällt einmal auf, daß die Submersen sich unter die noch in der tiefsten Mitte gedeihenden Schwimmblattpflanzen (*Trapa*) schieben, also keinen Vegetationsraum für sich allein zur Verfügung haben, wie in tieferen Gewässern, und zum andern, daß auf der West- (Bonaue-) Seite sich zwischen dem Röhricht- und dem Schwimmblattpflanzen-Streifen noch ein besonders breiter Seggen-Streifen (*Carex vulgaris*, *stricta*, *paniculata*, *riparia*, *acutiformis* u. a. Arten) einschleibt. Auch der *Nuphar*-Streifen ist innerhalb der Schwimmblattpflanzen-Zone am West-Ufer viel stärker ausgeprägt. Das hängt mit der unsymmetrischen Ausbildung des Oberflächen-Profils des Bodens zusammen, der auf der West-Seite des Altrheinarmes durch stärkere Verlandung wesentlich höher liegt als auf der Ost-Seite. Die Wasserpflanzen bewohnen also hier einen Lebensraum, der sich schon allein seiner räumlichen Ausdehnung nach stark verändert, nämlich einmal durch die periodische Verlandung, zum andern durch die Dauerverlandung (vgl. HEIL 1933, S. 82 ff.). Im Zusammenhang damit stehen auch alle die besonderen Einrichtungen der Verlandungspflanzen, die je nach Bedarf Wasser- und Luftformen bilden können, jenachdem sich der Wasserspiegel gerade über oder unter ihnen befindet. Zu ihnen gehören vor allem *Polygonum amphibium*, *Nasturtium amphibium*, *Hippuris vulgaris* und in geringerer Ausprägung die beiden *Nymphaeazeen*. Aus dem Artenreichtum der Lampertheimer Wasserpflanzenwelt sind nur einige Leitformen herausgegriffen, da eine floristische Vollständigkeit im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchaus nicht beabsichtigt ist. Daß es sich jedoch nicht nur um Formenreichtum handelt, sondern, daß die Leit-Arten in Massenbeständen auftreten können, zeigten am besten die an der Profil-Stelle aufgenommenen Übersichtsbilder (Taf. 9, Abb. 1; Taf. 11, Abb. 9).

Stoffliche Verhältnisse.

a) Boden.

Bekanntlich liefern während der ersten Zeit der Verlandung eines Gewässers die mineralischen Sedimente den Hauptanteil bei der Auffüllung des Grundes. In den Lampertheimer Altrhein gelangen mit jedem Hochwasser große Massen von Sinkstoffen, die der Neurhein mitbringt und einführt. Diese lagern sich, wie aus dem Profil (Taf. 9, Abb. 2) deutlich hervorgeht, auf der West-Seite in weit stärkerem Maße ab als auf der gegenüberliegenden, wodurch eine einseitig vorgetriebene Verlandung entsteht. Auf diesen waagrecht ausgebreiteten, dem Wasserspiegel genäherten Bodenflächen entwickelt sich dann bald der schon erwähnte Seggenbestand, der zu ausgesprochener Flachmoorbildung, zur Auwiese und dann zur Weiden-Au (*Salix alba*) überleitet. Die Störung in der Symmetrie des Profiles wird zum großen Teil durch Vorgänge bestimmt, die dem Klingschen Gesetz unterworfen sind: die Seite der gefördertsten Sedimentauffüllung entspricht der dem Winde zugekehrten. Denn in dem Untersuchungsgebiet herrschen Westwinde sehr stark vor, die eine zur Längsachse des Altwasserarmes quergerichtete Wasserbewegung der Oberflächenschichten von Westen nach Osten verursachen (Taf. 10, Abb. 7). Dieser Bewegung entspricht eine Gegenströmung der unteren Wasserschichten von Osten nach Westen, so daß die Sedimente nach dem Westufer geführt und dort abgesetzt werden. Bei dem eben besprochenen Altwasserarm parallelen auf der Nord-Ost-Seite der Stromschleife liegen ähnliche Verhältnisse vor. Nur ist die einseitige Ablagerung auf der Luv-Seite dadurch etwas abgeschwächt, daß diese Strecke im Windschatten des die Insel bedeckenden Auwaldes liegt. Daß diese einseitige Verlandung in unserem Falle ursprünglich nicht durch die Wirkung des Stromstriches hervorgerufen worden ist, geht aus den Bodenprofilen hervor, die mittels eines Schlammrohres in einer Mächtigkeit von durchschnittlich 1 m gestochen wurden. Die Schlammwürste zeigen in ihrer Bänderung aus dunklen organogenen Sedimentschichten und helleren braun- bis rotgrauen minerogenen deutlich die Stärke der überwiegenden minerogenen Sedimentation während der letzten Zeit, in der das Altwasser wohl noch mit dem Strome in Verbindung steht, aber in solch schwachem Maße, daß die Strömungsgeschwindigkeit in dem ruhigen Altwasser in Bezug auf Steil- und Flachuferbildung keine Rolle mehr spielt. In den Profilen macht sich ein Anwachsen der Schichten von Osten nach Westen bemerkbar (Taf. 10, Abb. 8; a, b, c entsprechen den in Abb. 7 angegebenen Entnahmestellen). Hieraus ergibt sich, daß auch bei Altwässern der Wind für die Bestimmung des Ortes gesteigerter Sedimentation, also bei der Ausgestaltung der Verlandung, eine nicht zu unterschätzende Rolle spielen kann.

Lassen sich nun aus der Art der Schlammschichtung irgendwelche Schlüsse auf das Zeitmaß der Verlandung ziehen?

Es ist leicht einzusehen, daß bei der Massenv egetation der Wasserpflanzen die schwarzen Bodenschichten von den abgestorbenen und zersetzten Pflanzkörpern herrühren müssen. Das Absterben geschieht allemal im Herbst, sodaß sich die organogene Schicht einmal im Jahr bilden wird, also jedesmal eine Jahresgrenze bedeutet. Anders kann es sich mit den minerogenen Ablagerungen verhalten. Bei der Doppelnatur unseres Rheinabschnittes tritt in der Regel zweimal im Jahr Hochwasser auf (Taf. 10, Abb. 6): das alpine Schmelz-

wasser mit seinem Höhepunkt im Juli und das Mittelgebirgsschmelzwasser um die Neujahrszeit (häufig sogar in der Neujahrsnacht). Während diesen Zeiten erhält auch der sonst so ruhige Altrhein starke Sediment-Zuführung. So ist es möglich, daß sich die mineralischen Sinkstoffe in zwei zwar zeitlich getrennten, räumlich aber vereinigten Schichten absetzen. Abänderungen können dabei hervorgerufen werden durch stärkere oder schwächere Ausprägung des Hochwassers und auch durch die verschiedene Stärke des Windes während der Sedimentation. Jedenfalls steht aber fest, daß eine dunkle organogene plus einer helleren minerogenen (Doppel-)Schicht der Gesamt-Sedimentation eines Jahres entspricht. Zum Beweis für die Richtigkeit dieser Schichtenbildung sei folgende recht gute Übereinstimmung zwischen jährlicher Schichtenbildung und Hochwasser angeführt. Dabei ist die Mächtigkeit der einzelnen Schichten von der durch die Schlammröhre verursachten Pressung von 110 cm auf 30 cm auf die ursprüngliche Stärke wieder zurückberechnet. Die erhaltenen Werte können deswegen nur als ungefähre angesehen werden, weil die Stauung der verschieden zusammengesetzten Schichten vermutlich eine verschieden starke sein wird. Größere Fehler werden wohl dabei nicht auftreten.

	Mächtigkeit der Jahres-Schichten (Taf.10, Abb. 8.c.)	organogen	minerogen	Größtes Hochwasser (Monats-Mittel) bezogen auf den 0...0 Pegel (86,1 m über N. N.) von Worms
1927:	20,10 cm	(11 + 9,1)		227 cm (Hochw.-Periode: April/September)
1926:	16,10 cm	(4,4 + 11,7)		289 cm (> > : Januar; Juni/August)
1925:	6.60 cm	(2,2 + 4,4)		72 cm (Mai; mittl. Hochw.-Stand nicht erreicht)
1924:	21,50 cm	(2,5 + 19)		266 cm (Hochw.-Periode: Mai/September)
1923:	11,40 cm	(2,2 + 9,2)		149 cm (> > : Februar/März; Juni)

Hierbei zeigt sich, daß die große Verschiedenheit in der Dicke der Jahres-schichten vornehmlich durch die mineralischen Sedimente verursacht wird (in unserem Beispiel Schwankungen zwischen 4,4 cm und 19 cm!), während die organischen Ursprungs gleichmäßigere Mächtigkeiten zeigen (hier 2,2 cm bis 4,4 cm; die oberste organogene Schicht ist mangels natürlicher Pressung stets dicker und deshalb außer Acht gelassen). Als Mittelwerte aus den Jahren 1923 bis 1927 ergeben sich für

minerogene Sedimente	10,7 cm	} im Jahr.
organogene Sedimente	4,5 cm	
Gesamt-Mächtigkeit	15,2 cm	

Bei gleichbleibender Sediment-Einfuhr und gleichmäßigem Pflanzenwuchs wäre der 3 m hohe Lebensraum unserer Lampertheimer Wasserpflanzengesellschaften in etwa 20 Jahren mit lockerem Schlamm aufgefüllt. Daran hätten die Pflanzen selbst ungefähr 30% Anteil, die eingeschwemmten mineralischen Sinkstoffe dagegen 70%. Zu diesem rein theoretischen Ergebnis muß aber gesagt werden, daß der Auffüllung auch eine Abtragung oder wenigstens Umlagerung durch die einströmenden Wassermassen entgegenarbeitet und daß die Schlammdecke auf die unteren Schichten eine Pressung ausübt, sodaß der eigentliche Vorgang der Verlandung doch erheblich langsamer vorsichgehen wird.

Nach diesen morphologischen Betrachtungen über den Boden sei in chemischer Hinsicht das Ergebnis einer Analyse mitgeteilt, die mir in dankenswerter Weise das Chemische Prüfungsamt für die Gewerbe zu Darmstadt an Lampertheimer Altrheinboden vornahm. Geprüft wurde auf Mangan, Eisen und Kalzium.

1,06% Mn (= 1,47% Mn_2O_4)
 1,66% Fe (= 2,37% Fe_2O_3)
 22,75% CaO.

Der Kalk wird bei Hochwasser als milchige Trübung aus dem Tertiär der Kalkalpen (bei Kaiserstuhl), dem Muschelkalk zwischen Waldshut und Basel und vor allem aus dem Jura jener Gegend mitgebracht.

b) Wasser.

Wo stammt das Wasser her, das Element, das für den Lebensraum unserer Pflanzengesellschaften den größten Ausschlag gibt? Es ist dreifältigen Ursprungs.

Die Hauptmasse bringt selbstverständlich der Neurhein in die tote Schlinge ein. Doch wurde schon dargelegt, daß durch die jahreszeitlich verschiedene Wasserführung des Hauptstromes der Lebensraum starken räumlichen Schwankungen unterworfen ist. Wenn auch bei einer gemittelten (1911—1920) jährlichen Schwankung des Wasserspiegels um 1,47 m das Wasser an der mittleren Stelle des Profils eine Tiefe von über 1 m behalten müßte, kommt es in schneearmen und in trockenen Jahren doch oft genug dazu, daß sich bei tiefem Wasserstand des Neurheins das Wasser aus unserem Altrheinarm vollständig zurückzieht, sodaß alle einseitig auf das Wasserleben eingestellten Pflanzen umkommen müßten. Ein solches Auslaufen unseres Altwassers hätte nach den vorliegenden Wasserstandskurven erfolgen müssen im

September 1923

Februar 1924

Januar/März und November 1925

Oktober und Dezember 1926

Februar und Dezember 1927

Januar/April und September/Dezember 1933.

Daß in solchen Zeiten der Wasserarmut die zweite Möglichkeit, der Regen, nicht ausgleichend wirken kann, ist ohne weiteres klar. Seine unmittelbar örtliche Wirkung ist bei einer gemittelten (1901—1920) Jahres-Niederschlagsmenge von 500—600 mm für Lampertheim ohnedies schon äußerst gering.

Nun ist aber durch eine dritte Erscheinung dafür gesorgt, daß unser Altwasserbett trotz der überdurchschnittlichen Niederwasserstände und trotz der ständigen durch die Verlandung verursachten Erhöhung der Sohle niemals vollständig austrocknet. Auf dem Grunde befinden sich nämlich zahlreiche Quellen. Wenn auch die einzelne Quelle an sich nicht allzuviel Wasser liefert, so sammelt sich dieses doch in Rinnsalen, die während der Trockenzeit sich zu einem regelrechten Zwerg-Stromsystem vereinigen. Dem Geographen ist hier vorzüglich Gelegenheit gegeben, gleichsam im Modellversuch die wichtigsten Erscheinungen der Dynamik eines Flusses zu untersuchen von der Quelle über die Stromschleifen mit Prallufer und Anlandungszone bis zur klar ausgebildeten Delta-Mündung vor tiefer gelegenen Wasseransammlungen. Wenn die Wasserzufuhr aus den sohlenständigen Quellen auch bei weitem nicht dazu

ausreicht, den entleerten Altwasserarm auch nur teilweise zu füllen, so bleibt doch der Boden hier ständig wasserdurchtränkt. Das Wasser sammelt sich da und dort in Mulden an. Es besteht ein großer Unterschied zwischen dem auch in Trockenzeiten stets sumpfigen Altwasserarm und dem dann scharf ausgedörrten, mit Trockenrissen kreuz und quer durchfurchten Boden des vorgelegerten Welschen Loches.

Die chemischen Eigenschaften unseres Altrheinwassers erfordern eine eingehendere Betrachtung. Herr Dr. STELLWAG hatte seinerzeit die Freundlichkeit, von mir mitgebrachte Wasserproben auf Kalzium, Eisen, Mangan und Kieselsäure zu prüfen.

Wasser aus	CaO	Deutsche Härtegrade	Fe	Mn	Si O ₂
Trapa-Abschnitt:	210 mg	21	0,04 mg	—	8,4 mg
Welschem Loch:	80 mg	8	0,04 mg	Spur	29,6 mg

Weiter fallen an verschiedenen Stellen des Wasserraumes starke Kohlensäureschwankungen auf, die aus örtlichen Gründen nicht auf die Assimilationsfähigkeit der Wasserpflanzen zurückgeführt werden können. Ich bestimmte den Gehalt des Wassers an freiem Kohlendioxyd nach Klut durch Titration einer mit Seignettesalzlösung und Phenolphthalein versetzten Wasserprobe mittels eingestellter Sodalösung an Ort und Stelle.

Altwasser bei Lampertheim, Gehalt an freiem CO ₂		
Zahlreiche Quellen, wenig Flußwasser		Wenige Quellen, viel Flußwasser
Quellaustritt	Wasserpflanzenbestand	Vegetationslose Stellen
2,5 mg/l	1 mg/l	0,0 mg/l
1,6 mg/l	0,6 mg/l	
2,2 mg/l		

Es zeigt sich also, daß das Quellwasser mehr freie Kohlensäure aus der Tiefe mitbringt, als verbraucht werden kann, um das durchströmte Karbonat in wasserlösliches Bikarbonat zu verwandeln.

Es war nun zu vermuten, daß durch die kalklösende Wirkung der Quellsäure irgendwelche örtlichen Konzentrationsunterschiede des Wassers vorhanden seien, die durch den verschiedenen Salzgehalt hervorgerufen werden und dann mit dem Nährstoffhaushalt der Pflanzen in Beziehung stehen. Zur Lösung dieser Frage habe ich im September 1933 (für Worms: gemittelter [IX. 33] Wasserstand — 24 cm, gegenüber normalem Mittel [1911—20] + 84 cm) mit einer mir vom Botanischen Institut der Technischen Hochschule zu Darmstadt in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Pleißner-Apparatur in der Gegend des abgebildeten Profils auf einem Gebiet häufiger Quellaustritte bei Niedrigerwasserstand auf einer Strecke von ungefähr 45 m (Taf. 9, Abb. 2 x --- x) die Konzentrationsänderungen als Unterschiede im elektrolytischen Leitvermögen bestimmt. Die Auswertung dieser Untersuchung ist als Kurve der α -Werte für 18°C ($\Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$) dargestellt (Taf. 10, Abb. 4). Sie zeigt zunächst,

daß tatsächlich große Unterschiede in der Konzentration elektrolytisch wirkender Salze vorhanden sind (Schwankungen von $3,618 \cdot 10^{-4}$ bis $6,118 \cdot 10^{-4}$). Weiter geht deutlich daraus hervor, daß die Konzentrationen an den Quellen am höchsten sind. Man hat versucht, Beziehungen aufzustellen zwischen der Leitfähigkeit und der Gesamtmenge der gelösten Stoffe. Dem theoretisch ermittelten Wert für den Abdampfrückstand von F. KOHLRAUSCH und M. HOLBORN $\alpha_{18^\circ} \times 750\,000$ mg/l stehen die empirisch gefundenen Werte von E. REICHERT $\alpha_{18^\circ} \times 680\,000$ mg/l, G. RUPP $\alpha_{18^\circ} \times 750\,000$ mg/l und H. PODA $\alpha_{18^\circ} \times 770\,000$ mg/l gegenüber (GRÜNHUT 1920). Bei einer Bestimmung an Darmstädter Leitungswasser (7. 9. 34) erhielt ich selbst folgende Werte: $\alpha_{18^\circ} = 3,55 \cdot 10^{-4}$, titriertes Bikarbonat 316 mg/l, also als Faktor 890 000. Da das Bikarbonat im Verdampfungsrückstand im wesentlichen aber als Karbonat erscheinen muß, wurde auch auf Karbonat berechnet: 195 mg/l, also als Faktor 550 000. Hieraus ergibt sich aber schon die Zweideutigkeit dieses Verfahrens, je nachdem es sich um den „Abdampfrückstand“ oder um die „Gesamtmenge der gelösten Stoffe“ handeln soll. Nehmen wir nun den Mittelwert aus den beiden Bestimmungen, dann kommen wir damit tatsächlich den oben aus dem Schrifttum angeführten Werten recht nahe: $\alpha_{18^\circ} \times 720\,000$ mg/l. Unter Zugrundelegung des von RUPP tatsächlich versuchsmäßig erreichten theoretischen Wertes von $\alpha_{18^\circ} \times 750\,000$ mg/l enthielte unser Altrheinwasser an den gemessenen Stellen 272 bis 458 mg gelöste Stoffe im Liter. Nun lag noch der Verdacht nahe, daß das Quellwasser aus der Tiefe auch andere elektrolytisch wirksame Salze wie Natriumchlorid zutage fördert. Zahlreiche, zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Stellen des genannten Altrheinabschnittes vorgenommene Untersuchungen mit Silbernitrat zeigten immer wieder, daß kein Kochsalz vorhanden ist, während das Trinkwasser des 2 km entfernten Lamptheims deutliche Chlor-Ionen-Reaktion zeigt. Mangan- und Eisenbikarbonat spielen, wie die mitgeteilte chemische Analyse zu erkennen gibt, keine ausschlaggebende Rolle, obgleich es an manchen Stellen zu leichter Raseneisensteinbildung kommt.

Die Wasserstoff-Ionen-Konzentration (bestimmt mit dem Merckschen „Universal-Indikator“) (Taf. 10, Abb. 5) liegt infolge des Karbonat-Bikarbonat-Puffergemisches durchschnittlich um den Neutralpunkt: 7,2; 7,5. Nur das kohlenensäuregeschwängerte Wasser an den Quellaustritten zeigt saure Reaktion: 6,7. Höhere p_H -Werte von 8,7 bis 9 fand ich an Stellen geringerer Leitfähigkeit und besonders an wasserpflanzenfreien Stellen mit Raseneisenbildung. Hier ist kein Kohlendioxyd-Überschuß, die Bikarbonate können sich nicht in stärkerem Maße in Lösung halten, die Karbonate — beim Eisen das Hydroxyd — fallen aus.

Energetische Verhältnisse.

a) W ä r m e.

Der Lebensraum der Wasserpflanzen wird in seiner Wärmeleitung vorherrschend durch die Lufttemperaturen bestimmt. Selbstverständlich spielt auch die direkte Einstrahlung eine gewisse Rolle. Durch das geringe Wärmeleitvermögen des Wassers und den Mangel an ausgiebigen Konvektionsströmungen in stehenden Gewässern tritt bekanntermaßen eine Phasenverschiebung auf zwischen dem Gang der jährlichen Temperaturen der Luft und des Wassers. Man unterscheidet das vorausseilende Temperaturjahr der Luft von dem nachhinkenden

der Gewässer. Die Temperatur-Umkehr zwischen Sommer und Winter macht sich in ähnlicher Weise auch im Tagesgang der Temperaturen zwischen Tag und Nacht bemerkbar. Für unser Altwasser habe ich 1929 (S. 353, Fig. 3) den 24-Stunden-Gang der Temperaturen während eines Sommertages (27./28. VII. 1928) in 100 cm und 3 cm Höhe über der Wasseroberfläche, an der Wasseroberfläche selbst und an dem 16 cm unter ihr liegenden Grund mitgeteilt. Leider war es mir nicht möglich, in derselben Weise einen Jahres-Temperatur-Gang zu ermitteln. Um wenigstens etwas Einblick in diese Verhältnisse zu bekommen, teile ich einige Daten mit, die ich mir im Laufe der Jahre zusammengetragen habe. Zum Vergleich sind die gemittelten Monats-Temperaturen der Luft der entsprechenden Jahrgänge für Worms angegeben.

Tag und Monat	Jahr	Worms (Monats- Mittel) °C	Lampertheimer Altrhein			
			Luft-Temp. °C	Wasser Temp.		Wassertiefe
				Oberfläche	Grund	
20. I.	1929	- 3,3	- 4	-	+ 12,0	0,03 m
25. I.	1933	- 1,3	- 2,5	+ 6,5	+ 10,5	0,08 m
26. V.	1927	13,7	-	+ 14,5	+ 14,5	1,00 m
			-	+ 15,0	+ 15,0	5,00 m
16. VI.	1927	16,3	+ 30,0	+ 22,0	+ 18,0	1,75 m
				+ 22,0	+ 16,0	2,00 m
				+ 21,0	+ 15,0	4,00 m
22. VI.	1928	16,6	+ 25,5	+ 24,0	+ 19,3	1,25 m
			+ 25,3	+ 24,0	+ 18,0	2,00 m
27. VII.	1928	21,1	+ 32,5	+ 28,0	+ 23,5	0,17 m
9. VIII.	1928	18,4	-	+ 25,0	+ 24,5	0,11 m
12. X.	1927	9,8	+ 9,5	+ 8,5	+ 8,0	1,60 m
				+ 9,0	+ 9,0	4,00 m

In der Zusammenstellung fällt auf, daß die Temperaturen besonders bei hohem Wasserstand am Grunde des Gewässers sich ziemlich unabhängig von der gerade herrschenden Lufttemperatur in der Nähe der gemittelten Monatstemperaturen halten. Eine Ausnahme davon machen die beiden ersten für Januar angegebenen Temperaturwerte. Hier handelt es sich um Messungen an Quellaustritten bei leergelaufenem Altrhein. Das Quellwasser hatte Temperaturen bis zu +12° C bei mittäglicher Lufttemperatur von -4° C. Der mit Wasser durchtränkte übrige Altrheinboden war hart gefroren. Nur aus den Quellen trat Wasser aus und floß in an den Seiten vereisten Rinnsalen zu größeren Bächen zusammen. Wie stark das warme Quellwasser der Wirkung der winterlichen Temperaturen entgegenarbeitet, zeigt am klarsten die beigegebene Abbildung nach einer photographischen Aufnahme des Herrn Apothekers E. FELDHOFFEN aus Lampertheim, dem ich auch die zugehörigen Daten verdanke (Taf. 11, Abb. 10). Während das übrige Altrheingebiet von einer 20 cm dicken Eiskruste bedeckt war, schlängelte sich ein 2—3 cm tiefer Bach mit teilweise 10—12° warmem Wasser bei einer nächtlichen Lufttemperatur von -12° und einer Tagestemperatur von -4° über die vereiste Altwassersohle (20. I. 1929). Ich konnte am 25. I. 1933 das Gleiche feststellen. Das Quellwasser ist hier wärmer

als das normaler Quellen, das im allgemeinen gleichmäßig die örtliche gemittelte Jahrestemperatur besitzt (Worms $9,8^{\circ}\text{C}$). Es muß daraus geschlossen werden, daß das Wasser aus größerer Tiefe stammt. Wenn nun dieses Quellwasser im Winter auf bestimmte Stellen des Bodens erwärmend wirkt, dann tritt der umgekehrte Fall im Sommer ein. Sollte unsere Regel stimmen, daß die Grundtemperaturen des Wassers ungefähr den mittleren Monatstemperaturen entsprechen, dann könnte man sagen, daß das Altrheinwasser unseres Gebietes von Oktober bis April durch die aus der Sohle austretenden Quellwässer ein Plus an Wärme bekommt, von Mai bis September aber abgekühlt wird. Selbstverständlich verblaßt diese Erscheinung bei den sehr ungleichen Mengen des wenigen Quell- und des vielen Flußwassers bei hohem Wasserstand. Bei Niedrigwasserstand, also durchschnittlich im Februar und November, kann aber das wärmere Quellwasser schon eher zur Geltung kommen. Dann wird Wärme zugeführt, d. h. im ganzen genommen tragen die Quellen dazu bei, den Pflanzen einen wärmeren Standort zu schaffen. Daß sich bei hohen sommerlichen Außentemperaturen die durch das nun kühlere Quellwasser bedingten tieferen Temperaturen auf verhältnismäßig eng umgrenzte Stellen des Wassers beschränken, geht aus der Temperaturkurve (Wasserstand dazu, s. S. 57) hervor, deren Werte im Zusammenhang mit den Leitfähigkeitswerten ermittelt wurden (Taf. 10, Abb. 3). Selbstverständlich könnte dieses kühlere Quellwasser mehr Kohlendioxyd gelöst halten als das von der Luft und Sonne erwärmte. Doch kommt diese Möglichkeit bei dem schon mitgeteilten Gehalt an freier Kohlensäure hier nicht in Betracht.

b) Licht.

Die gemittelte (1901—1920) jährliche Summe der Sonnenscheinstunden für das 28 km entfernte Oppenheim beträgt 1509,1 (Meteorologisches Jahrbuch). Sie verteilt sich folgendermaßen auf die einzelnen Monate:

		% der möglichen Dauer
Januar	48,0	18,1
Februar	69,5	24,6
März	101,9	27,9
April	157,9	38,5
Mai	215,6	45,5
Juni	211,9	43,6
Juli	210,3	42,9
August	197,2	44,1
September	134,3	35,5
Oktober	89,1	26,7
November	46,0	16,9
Dezember	27,4	10,9

Die Landschaft des Oberrheintales ist durch ein sehr günstiges Lichtklima ausgezeichnet. Zum Vergleich sei Friedberg in der Wetterau mit 1403,2 Sonnenscheinstunden (31,5% der möglichen Dauer gegenüber Oppenheim mit 33,9%) angeführt.

Die biologischen Verhältnisse.

Nachdem wir unser Gebiet nach den verschiedensten Gesichtspunkten geprüft haben, wollen wir nun versuchen, einige Beziehungen zwischen der Pflan-

zenwelt und ihrer unmittelbaren Umgebung, den „Umwelts-Faktoren“ der Ökologen, aufzudecken. Es kommt uns dabei nicht auf die sich stets wiederholenden Erkenntnisse allgemeinerer Art an wie zonenweise Ablösung der verschiedenen Wasserpflanzentypen, Gang der Verlandung und ähnliches.

Wir wollen uns vier Fragen vorlegen:

1. Inwiefern ist der Lebensraum des Lampertheimer Altrheins besonders günstig für die Entwicklung von Wasserpflanzen?
2. Wieso finden wärmeliebende Wasserpflanzen wie *Najas* (besonders *Najas minor* ALL.) und *Trapa natans* L. im Altrhein bei Lampertheim eine Zufluchtsstätte?
3. Sind die im Schrifttum bekannten Voraussetzungen für das Gedeihen der Wassernuß in unserem Gebiet erfüllt?
4. Welche natürlichen Voraussetzungen bestehen für die Erhaltung des Lampertheimer Naturschutzgebietes?

Zu 1. Durch die Gunst des Wärmeklimas (zweite phänologische Zone! IHNE 1911), sowie des Lichtklimas, durch den Nährstoffreichtum des Bodens (infolge der Humusstoffe aus den abgestorbenen Pflanzenmassen und der vom Neurhein eingeführten Kalksedimente weder einseitig dystroph noch einseitig eutroph!), durch den periodischen Wechsel des Wasserstandes sind allein schon die günstigsten Voraussetzungen für eine mannigfaltig zusammengesetzte und in Massenbeständen sich entwickelnde Pflanzenwelt gegeben.

Dazu kommen noch die in unserem Gebiet vorliegenden Sonderverhältnisse, die allerdings in dem Schrifttum über Gewässerkunde auch für andere Gebiete bekannt sind (z. B. GREVELIUS, Bd. 3, 1914, SCHAAD 1926, KOEHNE, S. 235, ff. 1928), nämlich die sohlenständigen Quellen, deren Wasser mit freiem Kohlendioxyd beladen ist. Hierdurch wird bei dem Karbonatgehalt des Bodens genügend gelöstes und unmittelbar assimilierbares Bikarbonat in den Lebensraum der Pflanzen eingeführt, so daß eine Massenentwicklung möglich ist. Somit hat die alte Streitfrage für unser Gebiet wenig Bedeutung, ob das Kalziumkarbonat als solches für die untergetauchten Wasserpflanzen verwertbar ist (dafür: z. B. RUTTNER 1921, DAHM 1926) oder nicht (z. B. ANGELSTEIN 1911, KNIEP 1915, BENECKE 1924).

Zu 2. *Trapa natans* L. und die *Najas*-Arten sind einjährig. Sie müssen also den gesamten Entwicklungsablauf von Samen zu Samen in einer Vegetationsperiode erledigen und sind dadurch den vieljährigen Wasserpflanzen, die zu Beginn jeder Wachstumszeit aus vegetativen Nährstoffspeichern austreiben können, im Nachteil. Sie halten sich deshalb nur in wärmeklimatisch bevorzugten Gebieten mit zeitlich langer Entwicklungsmöglichkeit.

Von der Wassernuß wissen wir aus Bodenfunden, daß sie ihr Areal bei Klimaverschlechterung nach Süden zusammengezogen hat. Aus wärmezeitlichen Ablagerungen sind uns über 20 Standorte an der unteren Weichsel bekannt geworden und während der Zwischen- und Nach-Eiszeit erstreckte sich ihr Wohngebiet bis nach Mittel-Schweden (bei HEGI und HUECK angeführt). Nach MALMSTRÖM (1920) weisen die heutigen nördlichen Grenzstationen der Wassernuß mittlere Jahres-Temperaturen von etwa $+6^{\circ}\text{C}$ auf. Die mittlere Jahres-Temperatur des Gebietes von Worms—Lampertheim beträgt $9,8^{\circ}\text{C}$. Nun kommt es gewiß nicht nur auf dieses Jahresmittel an. Nach ENQUIST (s. HEGI)

müssen mehr als 63 Tage im Jahr Temperaturen von über $+22^{\circ}\text{C}$ zeigen. Zur Blütenentwicklung seien Wassertemperaturen von über 20°C notwendig.

Folgende Tabelle zeigt eine Zusammenstellung meiner Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Wärmeklima und Entwicklung der Wassernuß im Altrhein von Lampertheim.

Zeit	Temperatur			Tiefe	Entwicklungs-Zustand
	Luft	W.-Oberfl.	Grund		
26. V. 27	— (4,8 15,0 10,4)	15°	$15,3^{\circ}$	1,5 m (1,27 m)	junge Blattrosetten ~ 10 cm \varnothing
22. VI. 28	25° (9,0 24,9 19,9)	$23,5^{\circ}$	$18,5^{\circ}$	2 m (1,56 m)	
27. VII. 28	$32,5^{\circ}$ (15,5 34,3 24,7)	$28,2^{\circ}$	$23,5^{\circ}$	0,17 m (1,66 m)	Blüte
9. VIII. 28	— (13,1 24,2 19,1)	25°	$24,5^{\circ}$	0,11 m (1,18 m)	
12. X. 27	12° (6,5 11,7 9,0)	$10,5^{\circ}$	8°	1,60 m (0,31 m)	Fruchtreife

Die eingeklammerten Zahlen bedeuten unter «Luft»: (Min.|Max.|Mittel) der Temperaturwerte des genannten Tages von Worms, «Tiefe»: gemittelte (1911—1920) monatliche Wasserstände über 0---0 von Worms (vergl. Abb. 6).

Zur Ergänzung der oben gegebenen Übersicht kann ich aus meinen 1929 veröffentlichten Untersuchungen mitteilen, daß sich die für den 27. (auf 28.) VII. 1928 angegebenen Temperaturen unter 20°C in den verschiedenen Schichten sich nur auf folgende wenige Stunden beschränkten:

Luft: 100 cm über Wasseroberfläche von 1—6 Uhr nachts
 2—4 cm über Wasseroberfläche von 1—6 Uhr nachts
 Wasser: Oberfläche von 1—8 Uhr nachts
 17 cm unter Oberfläche (Grund) von 3—10 Uhr vormittags

Zunächst erkennen wir auch hier wieder das Nachhinken des Temperaturganges im Wasser. Weiter fällt auf, daß die Lufttemperatur nur 6 Stunden, also zu 25% der gesamten Tageszeit unter 20°C liegt, während die des Wassers 8 Stunden, also zu $33\frac{1}{3}\%$ tiefer als 20°C ist.

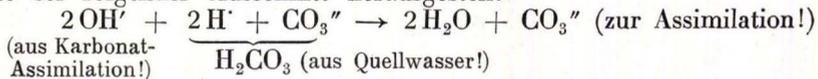
Ebenso bedeutungsvoll wie die richtige Wasserwärme während der Entwicklungszeit der Trapa-Blüten scheint die geeignet hohe Wassertemperatur während der Keimung zu sein. EBERLE (1927) macht auf Grund der von ihm angestellten Keimungsversuche hierauf besonders aufmerksam und teilt mit, daß Temperaturen unter 10°C „das Wachstum der jungen Pflanzen völlig zum Stillstand“ bringen. „Dieser Wachstumsstillstand, der am Standorte die Keimlinge in den besonders gefährdeten frühen Entwicklungsstadien zu verharren zwingt, kann eine gewisse Bedeutung für die Frage nach der Ursache der Zurückdrängung der Trapa nördlich der Alpen haben.“ EBERLE nimmt an, daß die Wassernüsse im März und April keimen. Das ist aber gerade noch die Zeit,

in der das etwa 12° C warme Quellwasser, das in der Nähe der Quellaustritte den Schlamm Boden durchtränkt, eine „zusätzliche Heizung“ bedeutet, wie auf S. 60 auseinandergesetzt worden ist. Und daß tatsächlich enge Beziehungen — selbstverständlich auch anderer Art — zwischen dem Lauf des ausgetretenen Quellwassers und dem Ort der üppigsten *Trapa*-Vegetation bestehen, beweist ein Vergleich der Abbildungen (Taf. 11, Abb. 9 u. 10) besser, als jede theoretische Erörterung!

Diese Verhältnisse mögen dazu beitragen, den Lampertheimer Altrhein als Zufluchtsstätte für wärmeliebende Wasserpflanzen geeignet zu machen.

Zu 3. Von den nach GAMS (1927) auf S. 52 mitgeteilten Voraussetzungen für das Gedeihen der Wassernuß sahen wir zwei in unserem Naturschutzgebiet voll und ganz erfüllt: großer Nährstoffgehalt und verhältnismäßig hohe Wärme. Wie steht es aber mit der von dem *Trapa*-Monographen GAMS behaupteten Kalkscheu unserer Wassernuß? HUECK ist schon etwas vorsichtiger, wenn er sagt, daß die *Trapa*-Standorte „oft . . . durch eine gewisse Kalkarmut ausgezeichnet“ seien. Auch in der Flora von HEGI (Bd. V, 2) teilt GAMS mit: „In kalkarmen, aber nährstoffreichen und sich stark erwärmenden Humusschlammseen, Altwässern und Teichen.“ Unser Lampertheimer Wassernuß-Standort enthält aber nach der Analyse von S. 56 im Boden über 22% CaO und im Wasser über 200 mg/l CaO (S. 57) (nach Berechnung aus der Leitfähigkeit: 272 bis 458 mg/l gelöstes Bikarbonat; S. 58)! Die Vorstellung der Kalkscheu beruht auf dem alten physiologischen Irrtum, als ob hier Empfindlichkeit gegenüber dem Kalzium-Ion vorläge. Nun ist RUTTNER (1921) auf Grund von Versuchen mit Wasserpflanzen zu der Ansicht gekommen, daß infolge der Kohlenstoff-Assimilation in Karbonatlösungen „Hydroxydbildung auf Kosten der Karbonate“ eintritt. Er schließt daraus, „daß die Kohlensäureassimilation nach Umsetzung des Bikarbonats in Karbonat nicht stillesteht, sondern daß weiterhin dem gelösten Karbonat noch ein Teil der Anionen entrissen und durch Hydroxylionen ersetzt wird.“ Auch DAHM (1926) hat nachgewiesen, daß untergetauchte Wasserpflanzen den pH-Wert einer Karbonatlösung bei der Assimilation weit über die maximale Alkalität der Lösung verschieben können. Er zeigt an einem Schema für die Zerlegung des Bikarbonats und an einem solchen für die Zerlegung des Karbonats, daß bei beiden Vorgängen infolge der Einwirkung des Wassers OH-Ionen frei werden, in Karbonatlösungen doppelt so viele als in Bikarbonatlösungen. DAHM ist nun der Ansicht, daß die Assimilation der Wasserpflanzen erst bei der Überschreitung einer ganz bestimmten OH-Ionenkonzentration stille steht und nimmt sogar ein „artcharakteristisches Maximum“ an. Nach dieser Meinung müßte auch für *Trapa natans*, die am Anfang ihrer Entwicklung durchaus als Submerse lebt und mittels ihrer vergänglichen Unterwasserblätter und auch später noch mittels ihrer chlorophyllhaltigen feinfiedrigen Nebenwurzeln assimiliert, in Bezug auf die OH-Ionenkonzentration ihres Lebensraumes eine ihre Lebensmöglichkeit bestimmende Grenze bestehen. Mag sein, daß diese Grenze ziemlich niedrig liegt. Hiernach wäre *Trapa natans* nicht kalkempfindlich, sondern OH-Ionen-empfindlich. Die Gefahr einer Hemmung oder Vergiftung durch Hydroxylionen wird aber in unserem Gebiet aufgehoben durch den Überschuß des Quellwassers an freier Kohlensäure. Hierdurch ist die Möglichkeit gegeben, daß den Wasserpflanzen in reichem Maße freie CO₃-Ionen zur Kohlenstoffassimilation zur Verfügung stehen, sodaß die

Assimilationstätigkeit besonders gefördert wird. (Über die einseitige Aufnahme des CO_3 -Ions zur Assimilation vgl. DAHM 1926.) Aus der ganzen Reaktionskette sei folgender Ausschnitt herausgestellt:



Meine Annahmen finden vielleicht ebenfalls ihren Ausdruck und ihre Bestätigung in der örtlichen Übereinstimmung der im Winter besonders gut sichtbaren Quellwasserschleifen (Taf. 11, Abb. 10) mit den dann im Sommer erscheinenden Wassernußbändern (Taf. 11, Abb. 9). Hierin mag also das Geheimnis begründet liegen, warum die Wassernuß bei Lampertheim (wie übrigens im ganzen Oberrheingebiet!) auf „Kalk“ vorkommt.

Zu 4. Naturschutzgebiete sind keine starren vom Menschen nach seinem Belieben einzurichtende Museen, sondern räumliche und zeitliche, also episodenhafte Ausschnitte aus großen entwicklungsbedingten natürlichen Ganzheiten. Und hierin liegt die große Tragik einer jeden Naturschutzbestrebung! Der Mensch gestaltet die Landschaft von seinem Nützlichkeitsstandpunkt aus. Gleichzeitig sehnt er sich aber auch nach Zeugen heimatlicher Urtümlichkeit: er schneidet Inseln aus der ursprünglichen Landschaft heraus, d. h. er schafft Naturschutzgebiete. Die Kulturlandschaft wirkt sich — oft nur ganz allmählich — über die Grenzen des Banngebietes auf die Naturlandschaft aus und will eine neue Ganzheit schaffen. Weiter: auch die unberührte Landschaft hat ihre Eigenentwicklung, deren sicher wirkenden Kräften wir hier im einzelnen nicht nachspüren wollen. Für ein Altwassergebiet liegt diese Eigenentwicklung klar vorgezeichnet: Verlandung.

Welche Aussichten auf eine möglichst lange Erhaltung bestehen nur in unserem herrlichen Lampertheimer Naturschutzgebiet? Durch die Verlandung wird der Boden erhöht, d. h. allmählich bis an den Wasserspiegel aufgefüllt, sodaß der Lebensraum für die Wasserpflanzengesellschaften immer stärker eingeengt wird, bis diese schließlich überhaupt keine Lebensmöglichkeiten mehr finden. Unser Gebiet ist der Gefahr der Austrocknung länger entrückt als andere ähnliche, denn auch noch, wenn das Neurheinwasser bei Niederwasserstand nicht mehr bis an die Stellen der Massenvegetation vordringen kann, ist hier der Boden wasserdurchtränkt, und in tieferen Mulden und Rinnen steht Wasser, in dem sich sogar einige Unterwasserpflanzen halten können. Unabhängig von dem Strome quillt aus dem Boden immer noch genügend Wasser nach. Dessenungeachtet ist aber doch die Verlandung über hundert Jahre lang unaufhaltsam fortgeschritten. Sie hat für unsere Generation einen Zustand geschaffen, der gerade zur Entfaltung der von uns so begrüßten Pflanzengesellschaften geeignet ist. So könnte z. B. die Wassernuß in tieferem Wasser nicht gedeihen, weil sie mit ihrer Stengellänge nicht darauf eingestellt ist. Eine von mir gemessene, besonders große Pflanze war von Blattrosettenmitte bis zum Ansatz der Wurzel am Stengel 2,57 m lang. EBERLE (1927) gibt das Durchschnittsmaß von 2 m an, das er wiederholt am Standort feststellte, auch bei Pflanzen, die bei lang andauerndem Hochwasser überdeckt und zugrunde gegangen waren, ohne die Möglichkeit zu haben, nachträglich an die Wasseroberfläche emporzuwachsen. Aber auch bei einem Wasserstand von 70 cm im Aquarium erreichten seine Pflanzen eine Länge von 2 m. Besonders starkes Hochwasser während der Hauptvegetationszeit kann den ganzen Trapa-Bestand an einem sonst sehr zuver-

lässigen Standort für einen Sommer vernichten. Ein solches Mißwuchs-Jahr war 1926, sowohl für den Trapa-Bestand bei Karlsruhe (EBERLE) als auch bei Lampertheim, wo im gesamten Trapa-Gebiet nur drei Pflanzen zu entdecken waren. Der Wormser Pegel hatte im Juni den Stand von 2,89 m gegenüber dem gemittelten (1919—1920) Wert von 1,58 m oder dem Juni-Stand des Trapa-reichen Jahres 1925 von 0,31 m. EBERLE teilt für den Karlsruher Standort mit: Wasserhöhe Juni 1926: 6,46 m, Juni 1925: 4,23 m. Ich konnte während einer längeren Reihe von Jahren den engen Zusammenhang zwischen Wasserstand und Trapa-Reichtum oder -Ausfall beobachten. Die Wassernuß ist — wie alle Pflanzen — an einen ganz bestimmten Entwicklungszustand ihres Standortés gebunden. Dieser Zustand ändert sich aber, wie ich S. 54 u. 55 gezeigt habe, dauernd. Die stärkste Einwirkung bei dieser Veränderung kommt in unserem Falle von außen in Form von mineralischen Sedimenten, die der Neurhein bei Hochwasser mitbringt. Nur etwa 30% der Auffüllung stammt aus dem Lebensraum selbst. Da läge nun die Schlußfolgerung nahe, die Lebenszeit unseres Naturschutzgebietes durch einen am Eingang des Trapa-Armes zweckmäßig angebrachten Schlickfang zu verlängern. Die Auffüllung und damit auch die Verlandung und Zerstörung des Standortes könnte durch eine solche Maßnahme vermutlich wirksam verzögert werden. —

Der unmittelbar empfindende Naturfreund und der kritisch betrachtende Wissenschaftler, das an die Welt seiner Kindheit denkende Alter und die vorwärtsstürmende Jugend in ihrem Drange, die deutsche Heimat zu erleben, — sie alle brauchen die in Naturschutzgebieten festgehaltenen Zeugen Urdeutschlands. Möge uns auch der durch unsere Regierung rechtzeitig sichergestellte Lampertheimer Altrhein noch recht lange erhalten bleiben und weiterhin der Wissenschaft manche Anregung geben, den natürlichen Zusammenhängen gründlich nachzuspüren!

Schrifttum.

- ANGELSTEIN, U.: Über die Kohlensäureassimilation submerser Wasserpflanzen in Bikarbonat- und Karbonatlösungen. (Cohn's Beitr. z. Biol. d. Pflanzen. 1911, Bd. 10, S. 87.)
- BENECKE, W.: Stoffwechsel, S. 200 ff. (In: Pflanzenphysiologie von W. Benecke u. L. Jost, 4. Aufl., 1924.)
- DAHM, P.: Beziehungen der Sphagneen und einiger untergetauchter Wasserpflanzen zum Kalkkarbonat. (Jahrb. f. wiss. Bot. 1926, Bd. 65, S. 314.)
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Hessen. Darmstadt.
- DOSCH, L. u. SCRIBA, J.: Excursions-Flora der Blüten- und höheren Sporenpflanzen mit besonderer Berücksichtigung des Großherzogtums Hessen und der angrenzenden Gebiete. 3. Aufl. Gießen 1888.
- EBERLE, G.: Die Entwicklung der Wassernußpflanze (*Trapa natans* L.) von der reifen Frucht bis zum Auftauchen der Blattrosette. (Natur und Museum. Frankfurt a. M. 1927, 57. Ber., S. 13.)
- FELDHOFEN, E.: Das Naturschutzgebiet des Altrheins bei Lampertheim. (Festschrift zur Jahrhundertfeier des Vereins für Naturkunde. Mannheim 1934.)
- GAMS, H.: Trapa. (In: Die Pflanzenareale. 1. Reihe. Karte 25—27. Jena 1926—1928.)
- GREVELIUS, H.: Grundriß der gesamten Gewässerkunde. Bd. 3. Berlin u. Leipzig 1914.
- GRÜNHUT, L.: Trinkwasser und Tafelwasser. Leipzig 1920.
- HEGI, G.: Illustrierte Flora von Mittel-Europa. V. Band, 2. Teil, S. 832 (*Trapa* L., bearbeitet von Dr. H. Gams). München.

- HEIL, H.: Altrheinvegetation. (In: Vegetationsbilder. 20. Reihe, Heft 2. Jena 1929.)
- HEIL, H.: Ökologische Untersuchungen an Wasserpflanzen. (Jahrb. f. wiss. Bot. 1929, Bd. 70, S. 348.)
- HEIL, H.: Das Leben unserer Pflanzengesellschaften. München u. Berlin 1933.
- HEIL, H.: Unsere Altrheine. (Volk und Scholle 1934, 12. Jahrg., S. 137.)
- HUECK, K.: Die Pflanzenwelt der deutschen Heimat und der angrenzenden Gebiete. Bd. 2. Berlin-Lichterfelde.
- IHNE, E.: Phänologische Karte des Frühlingseinzugs im Großherzogtum Hessen. (Arb. d. Landwirtschaftskammer f. Hessen, Nr. 9, 1911.)
- KNIEP, H.: Über den Gasaustausch der Wasserpflanzen. (Jahrb. f. wiss. Bot. 1915, Bd. 56, S. 460.)
- KOEHNE, W.: Grundwasserkunde. Stuttgart 1928.
- MALMSTRÖM, C.: *Trapa natans* L. i Sverige. (Svensk Botanisk Tidskrift. 1920, Bd. 14, S. 39.)
- PLEISSNER, M.: Apparat zur Messung des elektrischen Leitvermögens von Wässern. (In: Wasser u. Abwasser. 1910, Bd. 2.)
- RUTTNER, F.: Das elektrolytische Leitvermögen verdünnter Lösungen unter dem Einflusse submerser Gewächse. I. (Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. I, 1921, Bd. 130, S. 71.)
- SCHAAD, E.: Quellenstudien. (Schweizer Verein von Gas- und Wasserfachmännern. Monats-Bulletin. 1926, VI. Jahrg.)

Über einige Beobachtungen in der Seligenstädter Braunkohle.

Von H. DIEHL.

Das Seligenstädter Braunkohlenvorkommen besteht bekanntlich aus mehreren vollständig voneinander getrennten Lagern. Zum größten Teil befinden sie sich rechts des Maines, zum kleinen Teil links, auch unter dem Flußbett selbst wurden Braunkohlen festgestellt. Linksmainisch liegt am Nordausgang von Seligenstadt die aufgelassene Grube Amalie, rechtsmainisch liegen die aufgelassenen Gruben Gustav, Friedrich, Emma-Süd, Emma-Nord und die Grube Freigericht. Auf letzterer wurde der Abbau 1929 in Angriff genommen, ihre geologischen Verhältnisse wurden erstmals durch Verfasser untersucht.

Die Grube ist — wie die übrigen des Gebietes — ein Tagebau, die Decke aus Mainschotter ist etwa 10 m mächtig, das Flöz selbst 12—14 m. Mehrere günstige Umstände gestatteten eine viel eingehendere Beobachtung als dies wohl bei den früheren Aufschlüssen möglich war. In die freigelegten Feldesteile wurden, um die Kohle vor dem Abbau etwas zu trocknen, mit einem besonderen Bagger Gräben von 1,20 m Breite geschnitten, die bis zum Liegenden gingen. Das Profil ließ sich also an vielen Stellen gut beobachten. Es waren im Flöz nicht weniger als sechs übereinander liegende, aber durch Mulm scharf voneinander getrennte Stubbenhorizonte festzustellen. Jeder Stubbenhorizont bedeutet bekanntlich eine Waldzone. Die Stubben sind ganz niedrig und stehen aufrecht und unberührt an der Stelle, wo die Bäume gewachsen sind (nur ihre Höhenlage hat sich geändert, da ja Braunkohlenbildung stets auf sinkender Scholle vor sich geht). Zwischen den Stubben jedes Horizontes liegen die dazugehörigen Bretter, soweit sie fossil wurden. Die Oberfläche des Flözes ist nicht mehr überall die ursprüngliche. Der Main hat den hangenden oberpliozänen roten Ton bis auf wenige Reste fortgespült und vielfach auch das Flöz angegriffen. Nun ergab es sich, daß an einem abgeräumten Feldesteil ein Stubbenhorizont, und zwar wohl der oberste, gerade zu Tage lag und wochenlanger Beobachtung zugänglich war. Die sommerliche Hitze trocknete die obersten 3—5 cm der Kohle stark aus, sie schrumpfte, und die Stubben grenzten sich deutlich von ihrer Umgebung ab, so daß jeder einzelne gut beobachtet werden konnte. Ein Quadrat von 20 m Seitenlänge wurde abgesteckt und eingehender untersucht. Auf dieser Fläche von 400 qm ließen sich nicht weniger als 112 Stubben

einwandfrei feststellen. Da sie sehr niedrig waren, also die Stämme direkt am Waldboden abgebrochen, ließen sich auch die Ansätze der stärkeren Seitenwurzeln beobachten. Die schwächsten Stämmchen hatten einen Durchmesser von 8—10 cm, der stärkste Stamm maß 120 cm. Viele maßen etwa 30 cm. Der Durchschnitt von allen 112 Durchmessern ist 40 cm. Also auf je 4 qm Fläche stand ein Stamm von durchschnittlich 40 cm Durchmesser, dicht am Boden gemessen. Von sieben verschiedenen dieser Stubben fertigte Herr cand. phil. HERZOG die erforderlichen Schnitte an, und Herr Dr. KRÄUSEL bestimmte drei als *Pinus spinosa* und vier als *Taxodioxylon sequoianum* GOTHAN. Dieses Stück Urwald dürfte wohl ein reiner Koniferenhain gewesen sein. Dieser Eindruck drängte sich einem förmlich auf, wenn man über das Kohlenfeld schritt. Man konnte glauben, eben ist hier ein Fichtenwald gefällt und abgeräumt worden. Der Boden bestand nur aus Fladen von Nadeln, kleinen Ästen und Zweigen, Kiefernzapfen und Rinde. Die Nadeln erwiesen sich entweder als Kiefernadeln von 5—6 cm Länge, die meist noch zu Paaren in den Scheiden steckten, oder aber es waren Blattschüppchen an kleinen Zweiglein, wie wir sie bei den Mammutbäumen unserer Parkanlagen oder den Zypressen unserer Friedhöfe beobachten. Der Baumbestand erscheint außerordentlich dicht, aber es ist zu bedenken, daß es in der Hauptsache recht junge Bäume waren und daß — wie man leicht beobachten kann — die Durchmesser von Mammutbäumen und Zypressen sich vom Boden aus rasch und stark verjüngen. Eine Friedhofszyprisse, deren Durchmesser am Boden 40 cm ist, mißt 1 m über dem Boden etwa 28 cm, in 2 m Höhe noch 21 cm und ist nur etwa 7 m hoch. Gruppen von Zypressen zeigen, daß solche halbwüchsigen Stämme gut so dicht stehen können, daß auf 4 qm ein Baum kommt. Viele Stubben waren noch mit der Rinde bekleidet. Sie sieht aus wie rezente Kiefernrinde. Allerdings hat sie sich durch den Austrocknungsprozeß von dem Stamm gelöst und steht lose drum herum. Hie und da ist sie auch noch im festen Verbands mit Bast und „Holz“. Die auf dem Boden herumliegende Rinde zeigt vielfach Insektenbohrgänge¹⁾. Die Zapfen sind meist stark korrodiert und nicht bestimmbar. Die wenigen bestimmbar erwiesen sich als Kiefernzapfen, entweder von *Pinus silvestris* oder von *Pinus spinosa*. Letztere wurde nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. KRÄUSEL bis jetzt in Westdeutschland noch nicht gefunden. Bemerkt sei, daß sich in den Stubbenhorizonten häufig echte Faserkohle (Lignitfaserrinde) fand, ebenso Fusit.

Im Profil heben sich, wie erwähnt, sechs Stubbenhorizonte deutlich ab. Sie sind alle ganz geringmächtig, im Durchschnitt etwa 40 cm stark, alle Stubben stehen aufrecht, im ursprünglichen Verbands. Auf 14 m Gesamtmächtigkeit des Flözes kommen also rund 2¹/₂ m Stubbenhorizont mit Stubben, Brettern, Zapfen, Rinde, Nadeln, Ästen und Zweigen. Die übrigen 11¹/₂ m bestehen aus Mulm, dessen Zusammensetzung nur der mikroskopischen Untersuchung zugänglich ist, der aber, dem Bildungsvorgang der Braunkohlenlager entsprechend, in der Hauptsache aus den Resten von Sumpfpflanzen besteht. JURASKY betont, daß auch dort, wo im Braunkohlenflöz Wald angetroffen wird, doch nicht das ganze Flöz aus Trockentorf aufgebaut ist, sondern daß schließlich die Sumpfpflanzen den Hauptanteil geliefert haben. Dem kann man nur voll und ganz

¹⁾ Soviel mir bekannt, wurde in der Braunkohle bisher gut erhaltene Rinde überhaupt noch nicht oder nur sehr selten beobachtet.

zustimmen. Im Mulm fanden sich auch Streifen helleren Materials in einer Mächtigkeit von 5—10 cm. Dieses Material, das einen hohen Prozentsatz nicht brennbarer Stoffe enthält, ist reich an Pollen. Herr FIRBAS sah es durch und fand, daß über die Hälfte der Pollen sicherlich Abietineen angehört, daß aber eine genaue Altersbestimmung auf Grund der Pollen vorläufig nicht möglich ist. Die Flora ist aber bestimmt vordiluvial. Die allgemeine Ansicht geht bekanntlich dahin, daß die Seligenstädter Braunkohle ins jüngste Oberpliozän zu stellen ist.

Zur Tektonik. Jedem Beobachter fällt die lappige bis zipfelige Form der einzelnen Lager der Seligenstädter Kohle auf. Zur Erklärung dachte man an tief eingeschnittene Flußrinnen, an Wannen, in welche langsam dahinfließende Gewässer Holz geschwemmt und abgelagert hätten. Aus diesem Holz sei hier — an sekundärer Stelle — Braunkohle geworden. Man hielt die Seligenstädter Kohle also für allochthon. Die Beobachtungsmöglichkeiten waren in den früheren Aufschlüssen anscheinend ungünstig. An der Autochthonie der Kohle ist nicht im geringsten zu zweifeln. In die diluvialen Mainschottern, welche die Kohle überlagern, sind an einigen Stellen Braunkohlenlinsen eingeschaltet, eine dieser Linsen ist sogar mehrere Meter mächtig, eine andere berührt sich an einer Stelle mit der autochthonen Kohle. Aber diese Kohle in den Mainschottern hat eine ganz andere Beschaffenheit als die autochthone Kohle. Sie ist vollständig zerrieben und in ihrem Aussehen heller. Einzelne Stubben, die sich darin finden, liegen um, sind also geflößt. Es handelt sich hier nicht um eine diluviale Kohle, welche Ansicht auch schon geäußert wurde, sondern es ist klar, der diluviale Main hat weiter oberhalb des Lagers autochthon gebildete Kohle abespült und hier abgelagert.

Zusammenfassend kann gesagt werden: alle Kohlenvorkommen bei Seligenstadt gehören einem ursprünglich zusammenhängenden Kohlenfelde an, das sich auf einer sinkenden Scholle der großen Hanau-Seligenstädter Senke gebildet hat. Große Teile dieses Feldes hat der diluviale Main vollständig fortgespült. Die heute noch vorhandenen Lager blieben verschont. Ihre zipfeligen oder lappigen Ränder entsprechen den Erosionskurven des Maines. Der mehrfach erwähnte oberpliozäne rote Ton schließt das Lager nach oben ab. Er erweist sich als pollenfrei. Dieser rote Ton über Braunkohle scheint in unserer Gegend eine allgemeine Erscheinung zu sein. O. DIEHL weist auf den roten Ton hin, der in der Wetterau stets die Braunkohle überlagert und pollenfrei ist. Wahrscheinlich war auch die mitteleozäne sogen. Braunkohle von Messel von solch rotem Ton überdeckt. Heute ist sie von Flugsand überlagert, aber an einer Störungsstelle, wo die Schichten saiger stehen, zeigte sich roter Ton als Hangendes der Kohle.

Literatur.

1. AOCKERBLOM: Entwässerung von Braunkohlenflözen durch Raupenkettensbagger. Braunkohle 1929.
2. DIEHL, H.: Eine basaltische Intrusion unter Braunkohlen des Vogelsberges. Braunkohle 1924.
3. DIEHL, O.: Über das Braunkohlenvorkommen in der Wetterau. Notizbl. d. V. f. Erdk. und d. Geol. Landesanst. Darmstadt 1929.

4. FIRBAS: Einige Bemerkungen zur heutigen Anwendung der Pollenanalyse. Centralblatt f. Min. 1929.
5. GOTHAN und BENADE: Über Faserlignite in der Braunkohle und Faserkohle überhaupt. Braunkohle 1930.
6. GÜTHE: Beitrag zum geologischen Aufbau der Hanau-Seligenstädter Mulde mit den im Oberpliozän auftretenden Braunkohlenlagern unter besonderer Berücksichtigung der Wasserführung der Schichten. — Ungedruckt.
7. JURASKY: Die Vorstellung vom „Braunkohlenwald“ als irrtümliches Schema. Senckenbergiana X.
8. KÖBRICH: Der Bergbau des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1914.
9. KRÄUSEL: Das Alter der Frankfurter Klärbeckenschichten. Senckenbergiana 1931. Einige Bemerkungen zur Bestimmung fossiler Koniferenhölzer. Wien 1918.
10. PIETZSCH, K.: Die Braunkohlen Deutschlands. Berlin 1925.
11. SCHOTTLER: Erläuterungen zu Blatt Seligenstadt. Darmstadt 1922.
12. THEUMER: Was beweisen die Stubbenhorizonte in den Braunkohlenflözen. Halle 1922.
13. WENZ: Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. Abh. d. Senckenb. Naturf. Ges., Band 36.

Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim im Naheberg- lande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens.

Von K. W. GEIB.

Mit Tafel 12 und 2 Abbildungen im Text.

Inhaltsverzeichnis.

A. Stratigraphie.

I. Das Rotliegende	73
1. Die oberen Kuseler Schichten	73
2. Die Lebacher Schichten	74
3. Die Tholeyer Schichten	75
4. Die Eruptivgesteine und ihre Lagerung	78
a) Das Kreuznacher Porphyrmassiv	78
b) Der Quarzporphyr vom Kellersberg bei Weinsheim	79
c) Der andesitische Porphyrit vom Welschberg bei Waldböckelheim	80
d) Die Lagergänge	80
5. Das Grenzlager	81
6. Die Waderner Schichten	82
a) Die Waderner Schichten der Normalfazies	82
b) Die Waderner Schichten von Tal- und Schloßböckelheim	83
7. Die Kreuznacher Schichten	84
II. Das Tertiär	86
1. Das Mitteloligozän	86
a) Der untere Meeressand	86
b) Der Rupelton	90
c) Fluviomarine Ablagerungen des unteren Mitteloligozäns	94
d) Der westliche Teil des Mainzer Beckens	95
e) Der obere Meeressand (Schleichsand)	99
2. Das Oberoligozän	101
a) Die Cyrenenmergel	101
b) Die Süßwasserschichten	102
3. Untermiozän-Corbiculakalk	102
4. Das Pliozän	103
5. Die prämitteloligozäne Landschaftsgestaltung	103

III. Das Diluvium	105
1. Entwicklung und Terrassen des Gewässernetzes	105
a) Die Nahe	105
b) Der Ellerbach	106
c) Der Gräfenbach	107
2. Der Löß	108
IV. Das Alluvium	108
B. Tektonik.	
1. Die Nahemulde	109
2. Die Welschbergmulde	110
3. Die Waldböckelheimer Kuppel	110
V. Zusammenfassung	115
Schriftenverzeichnis	117

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt den geologischen Aufbau eines Abschnittes des Naheberglandes, der zum größten Teil zur rotliegenden Nahemulde gehört. Lediglich die NW-Ecke des Blattes Waldböckelheim wird von devonischen und vordevonischen Ablagerungen eingenommen. Die Behandlung dieses Gebietes würde im Rahmen der gestellten Aufgaben zu weit führen, daher wurde auf die geologische Untersuchung dieses Teiles des Kartenblattes verzichtet¹⁾. Dagegen wurde das Gebiet der sogen. Waldböckelheimer Kuppel, welche die Nahemulde zwischen Nahe und Hunsrück um die Hälfte ihres Bereiches einengt, besonderer Betrachtungen gewürdigt.

Die Nordgrenze des untersuchten Gebiets bildet die Grenze zwischen der Nahemulde und dem Rheinischen Schiefergebirge, die Südgrenze die Nahe.

Bei der Untersuchung der mitteloligozänen Küstenlinie des westlichen Teiles des Mainzer Beckens war es nötig, über den Bereich des Kartenblattes Waldböckelheim hinauszugehen. Daher wurden auch die tertiären Ablagerungen im Bereich der preußischen Blätter Pferdsfeld, Gemünden, Kirn, Sobernheim, Meisenheim und der bayrischen Blätter Obermoschel und Kriegsfeld näher untersucht. Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir mein verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. PAUL DORN, Tübingen, der mir auch auf verschiedenen gemeinsamen Begehungen des Gebietes manch wertvolle Anregung gab und mich auch bei der Zusammenstellung der Ergebnisse meiner Untersuchungen freundlichst unterstützte. Dafür möchte ich an dieser Stelle Herrn Professor Dr. DORN meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Übersichtskartierungen des behandelten Gebiets wurden bereits von O. M. REIS (1921) und A. LEPPLA (1921) ausgeführt.

¹⁾ Leider mußte aus finanziellen Gründen vorläufig von dem Druck der geologischen Karte abgesehen werden, jedoch soll dieselbe demnächst an anderer Stelle erscheinen.

A. Stratigraphie.

I. Das Rotliegende.

1. Die oberen Kuseler Schichten.

Die ältesten rotliegenden Gesteine des bearbeiteten Gebietes gehören der oberen Kuseler Zeit an und sind im Bereich des Kartenblattes an zwei Stellen aufgeschlossen — als langer schmaler Streifen am Nordrand der Nahemulde — und in Form einer kleinen isolierten Scholle in dem Raume zwischen Traisen und der Nahe.

Hier am Westrande des Kreuznacher Porphyrmassivs wurden die oberen Kuseler Schichten durch den am Ende des Unterrotliegenden aufdringenden Porphyр emporgewölbt, sind dann aber in späterer Zeit gegenüber dem Porphyр wieder abgesunken.

Ihre Zusammensetzung ist hier folgende:

Zuunterst liegen graugrüne und graue sandige Schiefer, denen zum Hangenden hin (am Westhang des Hasenkopfes gut aufgeschlossen) gelbe Sandsteine und grobe Konglomerate folgen.

Den Tonschiefern sind zwei nur wenig mächtige Kohlenflöze eingeschaltet, die nach H. VON DECHEN (1884) 20 Jahre hindurch bis etwa in die Mitte der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts von der Grube Gevatterschaft abgebaut wurden. Diese Kohlenflözchen entsprechen dem in der Pfalz der Odenbacher Stufe der oberen Kuseler Schichten eingeschalteten Odenbacher Flözchen. So, wie dort, folgen im Hangenden des Flözchens auch bei Norheim einige unbedeutende Kalkbänkchen. Von dem Stollen der Grube Gevatterschaft ist heute nichts mehr zu erkennen. Lediglich einige kleine Kohlestückchen konnten noch in den Weinbergen am Steilhang des Lercherberges zur Nahe hin aufgelesen werden.

In dem schmalen Streifen der oberen Kuseler Schichten am Nordrand der Nahemulde lassen sich im Kartenbereich oberflächlich fast nur die das Liegende der Schichtfolge bildenden groben Konglomerate beobachten. Diese bestehen hauptsächlich aus Gangquarz- und Taunusquarzitgeröllen, dazwischen finden sich Grünschiefer- und Phyllitetzchen und als Seltenheit auch Gerölle mitteldevonischen Kalkes mit Korallen und Bryozoen. In dem kleinen, nach NO sich erstreckenden, linken Nebentälchen des Gräfenbaches, etwas oberhalb von Wallhausen, folgt auf die liegende grobe Konglomeratlage zunächst ein grobkörniger gelber Sandstein und darüber ein feinkörniger dunkler Tonschiefer.

Besser aufgeschlossen sind die oberen Kuseler Schichten außerhalb des Kartenblattes auf Blatt Pferdsfeld im Ellerbachtal zwischen der Daubacher Brücke und Winterburg. Die Schichtfolge ist nach TROSCHLER (1851) etwa folgende:

Auf die liegenden Konglomerate folgen dunkle Tonschiefer mit zwei unbauwürdigen Kohlenflözchen. Die Schieferzwischenlage der beiden Kohlenflözchen enthält Nieren von „tonigem Sphaerosiderit“, welche Fischreste in ihrem Innern bergen. Weiter zum Hangenden hin folgt eine Kalkschieferbank, die Fischreste und Stegocephalen in großer Menge enthält. Nach REINHEIMER

(1933) stellt diese Bank den Grenzhorizont zu den hangenden Lebacher Schichten dar. Auf Blatt Waldböckelheim konnte indessen dieser Grenzhorizont infolge schlechter Aufschlußverhältnisse nicht nachgewiesen werden.

Die geringen, den oberen Kuseler Schichten eingeschalteten, Kohlenflöze versuchte man, zuletzt 1912, abzubauen. In die steil nach SO einfallenden Schichten wurde bei dem Dorfe Argenschwang ein Schacht abgeteuft, der in 38 m Teufe ein bis 30 cm mächtiges Flöz einer sehr aschenreichen Kohle erreichte. Von dem Schacht ist heute nichts mehr zu erkennen, lediglich die Halden des Abraumes sind noch vorhanden.

Das gleiche Flöz wollte man mit Hilfe eines Stollens vom Gräfenbachtal (unterhalb von Argenschwang) aus anfahren, traf indessen das Flöz nicht mehr an. Nach Angaben des heute noch in Argenschwang ansässigen Schießmeisters wurde bei der Anlage des Stollens, nachdem man mit 550 m die vordevonischen Phyllite durchfahren hatte, folgendes Profil angetroffen:

Im Liegenden grobe Konglomerate, darüber, etwa 1 m mächtig, schwarze Schiefer mit Toneisensteingeoden und zum Hangenden hin grobe Sandsteine und sandige Schiefer.

Man traf also hier etwa die gleiche Schichtfolge an, wie ich sie bei Wallhausen feststellen konnte.

Die Kohlenflöze, die TROSCHLER (1851) bei Winterburg nachgewiesen hatte, und deren eines bei Argenschwang vorübergehend abgebaut wurde, scheinen demnach nach O zu auszuweichen; denn in dem Stollen, vom Gräfenbachtal aus, traf man nur noch die von TROSCHLER erwähnte, Toneisensteingeodenführende, Zwischenlage der beiden Kohlenflözchen im Ellerbachtal bei Winterburg. Der eben erwähnte Stollen im Gräfenbachtal ist zwar heute noch vorhanden, aber leider in der Mitte auf eine längere Strecke vollkommen eingestürzt und daher nicht mehr zugänglich. — Die oberen Kuseler Schichten sind am Nordrand der Nahemulde von der Zone der vordevonischen Tausungesteine durch eine streichende Verwerfung getrennt. A. LEPPLA (1924) konnte in dem ehemaligen Schacht bei Argenschwang ein steiles Einfallen der Störung nach NW feststellen. Daraus folgert er:

„Das alte Gebirge ist hier also anscheinend auf das steilgestellte Unterrotliegende aufgeschoben, ein Vorgang, der sich auch am Südrand des Kohlengebirges an der Saar am sogen. südlichen Hauptsprung wiederholt.“

2. Die Lebacher Schichten.

Die Ablagerungen der Lebacher Zeit beschränken sich auf Blatt Waldböckelheim ebenfalls auf zwei Gebiete. Ihre Hauptverbreitung besitzen sie im Bereich der Waldböckelheimer Kuppel, doch sind sie hier nirgends sonderlich gut aufgeschlossen. Durchweg bauen sie sich aus dunklen Tonschiefern und grauen nur wenig mächtigen Sandsteinbänkchen auf. Die Sandsteine enthalten oft einen beträchtlichen Gehalt an weißem Glimmer, daneben ist, besonders auch in den Tonschieferbänkchen, oft eine starke Anreicherung von Pflanzenhäcksel zu bemerken. Die Sandsteine, die nur selten arkosisch sind, sind außerordentlich feinkörnig. Gerölle fehlen in ihnen vollkommen.

Am N.-Hang des Kellersberges bei Weinsheim ist eine kleine Scholle mit Lebacher Schichten keilartig aus dem Untergrund herausgehoben. Die Sedimente dieser Scholle setzen sich aus fast schwarzen Tonschiefern mit Toneisenstein-

geoden und aus schwarzen sandigen Schiefen zusammen. Letztere zeigen auf den Schichtflächen besonders große weiße Glimmerschüppchen. Ein weiterer schmaler, nach NO bald auskeilender Streifen von Lebacher Schichten befindet sich am Nordflügel der Nahemulde bei Allenfeld. Die Schichtfolge in der Fortsetzung dieses Streifens auf Blatt Pferdsfeld wurde von H. REINHEIMER (1933, S. 35/36) eingehend untersucht und beschrieben.

3. Die Tholeyer Schichten.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser letzten Abteilung des Unterrotliegenden ist ebenfalls die Waldböckelheimer Kuppel, ein weiterer schmaler Streifen wurde durch die Erosion der Nahe zwischen Niederhausen und Norheim im Liegenden des Grenzlagere freigelegt und ein letzter schmaler Streifen findet sich im nordwestlichen Teil des Kartenblattes bei Allenfeld.

Im Kartengebiet liegen eine ganze Reihe guter Aufschlüsse der Tholeyer Schichten, da die ihnen eingeschalteten guten Sandsteinlagen in früherer Zeit in starkem Maße abgebaut wurden. Erst in neuerer Zeit brachte hier das Aufkommen der Betonbauweise den einst blühenden Steinbruchbetrieb zum Erliegen. Nur die Bauern der umliegenden Ortschaften holen sich noch gelegentlich aus den Brüchen Baumaterial.

Die Abgrenzung der Tholeyer Schichten von den liegenden Lebacher Schichten läßt sich auf Grund besonderer petrographischer Merkmale durchführen. Während die Lebacher Schichten aus feinkörnigen Sandsteinen und dunklen feinen Tonschiefern bestehen, setzen sich die Tholeyer Schichten aus größerem Material zusammen. Den Lebacher Schichten fehlen Gerölle oder gar Konglomeratlagen im Kartengebiet vollkommen, die gerade am Aufbau der Tholeyer Schichten die Hauptrolle spielen. Außerdem treten in den Tholeyer Schichten mächtige Lagen von groben Arkosesandsteinen auf, die ebenfalls den Lebacher Schichten fehlen. Die zersetzten Feldspäte der Arkosesandsteine stammen von dem südlich gelegenen kristallinen Grundgebirge und beweisen uns eine starke Schutzzufuhr von S her.

Ein besonders schöner Aufschluß der Tholeyer Schichten befindet sich am rechten Hang des Seibersbaches am Osthang des Boosert. Hier stehen Arkosesandsteine an, denen sich auskeilende Konglomeratlagen einschalten. Diese auskeilende unregelmäßige Schichtung deutet auf fluviatile Entstehung der Ablagerungen. Die steilen Wände des Steinbruches zeigen hier starke Windschliffe.

Am gegenüberliegenden Hang des Seibersbaches ist den Konglomerat- und Arkoselagen der Tholeyer Schichten ein etwa 5 cm mächtiges eisenhaltiges Tonschieferbänkchen eingeschaltet. Auf den Schichtflächen dieses Gesteins liegen in ungeheuren Mengen kleine und zierliche Schälchen von *Estheria tenella* GOLDF. Ein gleiches Bänkchen konnte ich wenig weiter südwestlich an dem Booser Tunnel (außerhalb von Blatt Waldböckelheim) in den Tholeyer Schichten beobachten. An diesen Stellen gewährte ein kleiner Tümpel diesen winzigen Lebewesen vorübergehend einen günstigen Lebensraum.

Ein weiterer guter Aufschluß der Tholeyer Schichten befindet sich im Ellerbachtal bei der Brauchs-Mühle mit folgendem Profil:

Hangendes:

- | | |
|-------------|--|
| 0,00—0,30 m | Kulturschicht mit vielen Sandsteinstücken. |
| 0,30—2,30 m | Stark verwitterter und aus seinem Verband gelöster gelber Arkosesandstein. |

2,30—2,45 m	Graue Tonschieferlinse im Arkosesandstein, nach den Seiten auskeilend.
2,45—2,75 m	Arkosesandstein.
2,75—2,95 m	Graue Tonschieferlage.
2,95—3,08 m	Hellgraue Sandsteinbänkchen wechsellagernd mit grauen Tonschiefern.
3,08—3,23 m	Graue Tonschieferlinse nach den Seiten auskeilend.

Liegendes:

3,23—4,53 m	Arkosesandstein.
-------------	------------------

Der Arkosesandstein ist in diesem Aufschluß sehr reich an Pflanzenresten. Im Heimatmuseum der Stadt Kreuznach befinden sich von hier folgende Funde:

Sigillaria ichthyolepis STERNB.

Cordaites cf. *angulosostriatulus* EURY.

Walchia piniformis STERNB.

Walchia linearifolia GOEPP.

Samen von *Cordaiten* und *Gymnospermen*.

Marksteinkern eines *Cordaitenstammes*.

Die untere Abteilung der Tholeyer Schichten ist gekennzeichnet durch gelbe Arkosesandsteine, Konglomerate und graue Tonschieferlagen. Zum Hangenden hin ändert sich sowohl die Zusammensetzung, als auch die Farbe der Ablagerungen. An die Stelle der Arkosesandsteine treten in steigendem Maße Konglomeratlagen und zu den Ablagerungen mit gelber Farbe treten mehr und mehr Schichtkomplexe mit grünlich-gelben, roten und lilaroten Farbtönen. Den roten und gelben Konglomeratlagen sind oft Tonschieferbänkchen von lauchgrüner und lilaroter Farbe eingeschaltet. Die rote Farbe zeigt uns den Klimaumschwung an, der mit dem Oberrotliegenden dann zu voller Herrschaft kam und an die Stelle des bisher feuchten humiden Klimas ein arides setzte.

Diese obere Abteilung der Tholeyer Schichten ist an der linken Straßenböschung der Provinzialstraße von Weinsheim nach Waldböckelheim in der Nähe der Akvas-Mühle recht gut aufgeschlossen. Da das Profil dieser Abteilung von Jahr zu Jahr weniger gut zu erkennen ist, möchte ich dasselbe im Folgenden kurz anführen:

Im Hangenden, schlecht aufgeschlossen, steht eine gelblich-grüne, z. T. konglomeratische Arkose an, darunter läßt sich folgende Schichtfolge beobachten:

Hangendes:

0,00—0,16 m	Rötlichgraue grobkörnige Arkose.
0,16—0,26 m	Gelber konglomeratischer Sandstein.
0,26—0,66 m	Rötlichgraue grobkörnige Arkose.
0,66—1,36 m	Grüngelbes Konglomerat mit Schieferfetzchen.
1,36—1,42 m	Rötlichgraue grobkörnige Arkose.
1,42—2,24 m	Gelbgrüne Arkose, z. T. konglomeratisch.
2,24—2,81 m	Gelbgrüne feinkörnige Arkose, der eine 5 cm mächtige Linse einer rötlich-grauen Arkose eingeschaltet ist.
2,81—4,41 m	Gelbgrünes Konglomerat.
4,41—5,13 m	Gelbgrüne feinkörnige Arkose.
5,13—6,23 m	Gelblich-grüner sandiger Tonschiefer.
6,23—6,90 m	Grünlich-gelbes Konglomerat.
6,90—7,02 m	Dunkelgrauer Tonschiefer mit Pflanzenhäcksel.
7,02—12,02 m	Grünlichgelbes Konglomerat.
12,02—13,22 m	Feinkörniger gelber Sandstein.
13,22—17,22 m	Gelber Sandstein mit Brauneisenschwarten.

17,22—17,42 m	Gelber feinkörniger Sandstein.
17,42—18,62 m	Gelber Sandstein mit Brauneisenschwarten.
18,62—19,72 m	Gelber feinkörniger Sandstein.
19,72—20,97 m	Gelbes Quarz- und Quarzitkonglomerat.

Liegendes:

20,97—ca. 31 m	Gelbe feinkörnige Sandsteinlagen in Wechsellagerung mit groben Quarz- und Quarzitkonglomeraten.
----------------	---

Die Schichten dieses Profils fallen mit 79° nach SO ein. Bemerkenswert ist, daß in den hangenden Konglomeratlagen des Profils neben Komponenten des Hunsrückgebiets Porphyrgerölle auftreten, die aller Wahrscheinlichkeit nach vom Kreuznacher Porphyrmassiv entstammen, das demnach zur Zeit der Sedimentation der hangenden Schichten des obigen Profils schon von seinen Deckschichten befreit war und bereits der Abtragung anheim fiel. In den unteren Konglomeratlagen fehlen die Porphyrgerölle.

Ein weiterer guter Aufschluß der obersten Abteilung der Tholeyer Schichten befindet sich an der Landstraße von Waldböckelheim nach Bockenau im Liegenden des Grenzlagers. Die hier anstehenden roten und lilaroten Konglomerate ähneln in starkem Maße den im Hangenden des Grenzlagers folgenden Konglomeraten der Waderner Schichten; doch fehlen diesen Konglomeraten im Liegenden des Grenzlagers natürlich Aufarbeitungsprodukte des Grenzlagers, so daß es auch dort, wo das Grenzlager fehlt, möglich ist, die Tholeyer Schichten von den Waderner Schichten abzutrennen. Jedenfalls geht es meiner Meinung nach nicht an, diese Konglomeratlagen der obersten Tholeyer Schichten etwa schon den Waderner Schichten zuzurechnen, da uns nun einmal ein solch guter Grenzhorizont in dem Grenzlager gegeben ist.

Nordwestlich von Norheim am Südosthang des Schmalberges tritt im Liegenden des Grenzlagers eine Porphyrbrekzie auf, die O. M. REIS (1921) den Söterner Schichten zugeteilt hat. Nun hat F. KÜHNE (1923) mit Recht die Streichung der Söterner Schichten gefordert, da diese nur in nächster Nähe der verschiedenen Porphyrmassive (Kreuznacher Massiv, Donnersberg und Nohfelder Massiv) auftreten. F. KÜHNE teilte die Söterner Schichten den Waderner Schichten des Oberrotliegenden als „Söterner Sonderfazies der unteren Waderner Schichten“ zu. Es ist nun die Frage, ob wir jede bisher als Söterner Schichten bezeichnete Porphyrbrekzie ohne weiteres den Waderner Schichten zuteilen dürfen. Meines Erachtens geht das auf keinen Fall.

Die Intrusion der Porphyrstöcke fällt bekanntlich in die Tholeyer Zeit des Unterrotliegenden. Nun sind aus den Tholeyer Schichten Porphyrkonglomerate (im Bereich des Kartenblattes bei Weinsheim) bekannt. Das beweist uns, daß die Porphyrstöcke schon zur Tholeyer Zeit von ihren Deckschichten befreit wurden und der Abtragung anheim fielen. Sie lieferten den umliegenden Gebieten Sedimente in Form von Brekzien und Konglomeraten, je nach der Entfernung des jeweiligen Sedimentationsgebietes vom Porphyrstock als Ausgangspunkt. Diese Entwicklung begann in der oberen Tholeyer Zeit und dauerte, wie wir noch sehen werden, bis zum obersten Oberrotliegenden, bis zur Kreuznacher Zeit.

Nun ist im Saar-Nahegebiet das „Grenzlager“ als Grenzlage zwischen Unter- und Oberrotliegendem festgesetzt. Dadurch ist es unmöglich, eine Porphyrbrekzie, die im Liegenden des Grenzlagers auftritt, den Waderner Schichten

zuzurechnen. Ich stelle daher die Porphyrbrekzie im Liegenden des Grenzlagers von Norheim zu den Tholeyer Schichten.

Für die bisherigen Söterner Schichten muß von Fall zu Fall entschieden werden, ob die betreffenden Ablagerungen noch dem Unterrotliegenden (Tholeyer Schichten) oder dem Oberrotliegenden zuzuteilen sind.

4. Die Eruptivgesteine und ihre Lagerung.

Die saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung löste im Saar-Nahegebiet einen intensiven Vulkanismus aus. Die Eruptionsfolge beginnt in der Tholeyer Zeit mit der Bildung der sauren Intrusivmassen von Kreuznach und des Lembergs. Aus dem gleichen Magmaherd wie das Kreuznacher Porphyrmassiv entstanden die fünf Porphyrkuppen des Kellersberggebiets bei Weinsheim.

Zeitlich etwas später erfolgte die Intrusion des Welschbergporphyrits nördlich von Waldböckelheim. Das Gestein des Welschberg ist schon wesentlich basischer.

Die tektonischen Vorgänge im Verlauf der saalischen Phase lockerten nach REIS (1906) die Schichtverbände der unterrotliegenden Sedimente derart, daß von den Magmenherden unter den entstehenden Mulden aus, Gänge lagerartig in die Sedimente eindringen konnten. Solche Lagergänge finden sich bei Norheim, Niederhausen und südlich von Waldböckelheim. Das Gestein der Gänge ist ein basischer Tholeyt.

Als Abschluß der eruptiven Tätigkeit kam es an der Grenze Unter-Oberrotliegendes in den den Pfälzer Sattel begleitenden Teilmulden zur Bildung der effusiven Grenzlagerdecken. Im Bereich des Kartenblattes bildeten sich in den, die Waldböckelheimer Kuppel begleitenden Mulden zwei von einander abweichende Grenzlagerporphyritdecken. Chemisch sind die Gesteine des Grenzlagers intermediär. Lediglich am Nordflügel der Nahemulde wird das Grenzlager von einem basischen Deckentholeyt, der aus Melaphyr hervorgegangen ist, gebildet.

Auch bei Niederhausen differenzierte sich das Magma eines Tholeytlagergangs zum Hangenden hin zu einem melaphyrähnlichen Gestein.

Letzte Auswirkungen des variskischen Vulkanismus lassen sich an der Porphyrkuppe des Kellersberges bei Weinsheim nachweisen. Dort drangen heiße Lösungen und Dämpfe empor und imprägnierten den Porphyr mit Zinnober.

a) Das Kreuznacher Porphyrmassiv.

Der mit der oberen Tholeyer Zeit einsetzende Vulkanismus schuf zuerst die großen, sauren und intrusiven Porphyrmassive des Saar-Nahegebiets. Das zweitgrößte dieser Massive, das Kreuznacher, gehört noch mit seinem westlichsten Teil zum Kartengebiet.

Schon vor rund 70 Jahren hat das Massiv zu eingehenden Untersuchungen angeregt, so daß die das Massiv betreffenden Fragen heute als weitgehend gelöst angesehen werden können. Ich kann mich daher im Folgenden auf den zum Kartenblatt gehörenden Teil desselben beschränken.

Eine eingehende mikroskopische Untersuchung des Gesteins wurde von H. HELLMERS (1929) ausgeführt, auf die hier verwiesen sei. Die bis jetzt bekannten Analysen des Porphyrs wurden von W. WAGNER (1926, S. 17) zusammengestellt.

Das Gestein ist oberflächlich oft in starkem Maße durch die Niederschläge von einer ursprünglich fast fleischroten Farbe zu einem Hellgelb ausgebleicht. Diese Ausbleichung läßt sich in einigen Steinbrüchen bei Traisen mit allen Übergängen beobachten.

Im frischen Gestein lassen sich makroskopisch in einer mikrogranitischen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Feldspat und seltener, Biotit erkennen.

Der Porphyry hier an der Westgrenze des Massivs zeigt nach W. WAGNER (1926) ein von der gewöhnlichen Ausbildung abweichendes Aussehen. Es ist drusig, blasig und von lichtgrauroter Farbe. Die einzelnen ehemaligen Blasenräume sind meist klein, selten über Mandelgröße und wurden sekundär mit Quarz, Kalkspat und Spateisenstein gefüllt. Durch diese Drusenräume besitzt das Gestein ein rauhes Aussehen. In dem Porphyry kommen außerdem noch Schollen eines dunklen orthophyryartigen Gesteins vor. Dieser Porphyry überlagert einen blasenfreien, dichten braunroten Porphyry. Auf Grund der Verschiedenheit der beiden Gesteine schließt W. WAGNER auf getrennte Entstehung derselben. Außer der schon oben erwähnten descendenten Bleichung des Gesteins kam es auch an zwei Stellen, nämlich in einem Steinbruch wenig nördlich von Traisen und in dem Steinbruch 600 m SW des Lohrerhofes, zu einer ascendenten Bleichung durch Thermalquellen. Die Einwirkung der Kohlensäure der Thermen führte zu einer weitgehenden Kaolinisierung des Porphyrys in der Nähe des Thermenweges. In dem Steinbruch wenig nördlich von Traisen stieg eine Therme auf einer Kluft auf.

Der Porphyry wird bei Traisen in einer Reihe von größeren Steinbrüchen gewonnen und findet als Straßenschotter und in starkem Maße beim Häuserbau für die Fundamente Verwendung.

b) Der Quarzporphyry vom Kellersberg bei Weinsheim.

In der Umgebung des Kellersberges finden sich vier kleine Porphyrykuppen, eine weitere fünfte findet sich etwas weiter östlich am SW-Hang des Schafkopfes bei Weinsheim. Eigenartig ist die Anordnung dieser fünf Porphyrykuppen, die unter sich und auch mit dem etwas weiter westlich gelegenen Welschberg auf einer geraden Linie angeordnet sind.

Der Porphyry des Kellersberges ist in starkem Maße hydrothermal zersetzt. Vielfach läßt sich erkennen, daß die Zersetzung von Klüften und Spalten ausgegangen ist. Die Feldspäte des Gesteins sind zumeist vollkommen kaolinisiert. Im Porphyry des Kellersberges selbst wurde durch hydrothermale Lösungen Zinnober ausgeschieden. In früherer Zeit wurde hier auch einmal mit einem Schürfstollen nach Zinnober gesucht, doch ist es nie zu einem Abbau gekommen. Der Stollen ist heute noch zugänglich. In dem Porphyry kommt Zinnober nur als Imprägnation vor, derben Zinnober, etwa in Gängchen, konnte ich nicht finden. Ein Abbau wird sich schon allein wegen der Kleinheit des Vorkommens nicht lohnen. Auch an der kleinen Porphyrykuppe am Schafkopf findet sich ein Schürfloch auf Zinnober.

M. SCHUSTER, der das Gestein mikroskopisch untersucht hat (1913, S. 253), bezeichnet es als einen entglasten vitrophyrischen Quarzporphyry.

c) Der andesitische Porphyrit (Bronzit-Biotit-Porphyrit)
vom Welschberg bei Waldböckelheim.

Nördlich des Dorfes Waldböckelheim befindet sich auf der Achsenlinie einer Spezialmulde, der Welschbergmulde, der intrusive Stock des Welschbergs. Auf die geologischen Vorbedingungen zur Entstehung dieses Stockes soll noch bei der Besprechung der Tektonik dieses Gebietes näher eingegangen werden.

Die Farbe des Gesteins ist frisch grau-schwärzlich, in verwittertem Zustand rötlich-grau. Auffallend ist eine dünnplattige Absonderung des Gesteins, die bei der Verwitterung noch stärker hervortritt. Der Bruch ist muschelig.

Makroskopisch lassen sich in einer dichten Grundmasse nur wenige Einsprenglinge von Feldspat und Hornblende erkennen. M. SCHUSTER (1913, S. 246), der das Gestein mikroskopisch untersuchte, stellte noch Bronzit und Biotit fest. Danach bezeichnete er das Gestein als Bronzit-Biotit-Porphyrit.

Der Kieselsäuregehalt des Porphyrits beträgt nach LASPEYRES (1867) 63,65%.

Wirtschaftlich wird das Gestein nur wenig ausgenützt. Nur gelegentlich findet es zur Befestigung von Wegen, oder auch in den umliegenden Ortschaften zu Bauzwecken Verwendung. Schuld an der geringen Ausnützung des an sich sehr harten Gesteins ist die dünnplattige Absonderung.

d) Die Lagergänge.

Auf die Entstehung der Lagergänge bin ich schon (S. 78) kurz eingegangen. Im Kartengebiet finden sich solche Lagergänge, unterrotliegenden Schichten eingeschaltet, zwischen Waldböckelheim und der Nahe, bei Niederhausen und bei Norheim. Der bemerkenswerteste Lagergang, der auch schon früh von LASPEYRES (1867) untersucht worden ist, ist derjenige von Norheim. LASPEYRES bringt zwei Profile durch diesen Gang. Danach handelt es sich um einen Gangzug, der durch Einschließung eines langen schmalen Sedimentstreifens oberflächlich scheinbar aus zwei Gängen besteht. Das Gestein ist wie bei fast allen Lagergängen des Kartengebiets ein basischer Tholeyt. LASPEYRES (1867) bringt (auf S. 855) eine ausführliche Analyse des Gesteins. Eine eingehende petrographische Untersuchung gab M. SCHUSTER (1913, S. 240—241).

Der Lagergang in den hangenden Tholeyer Schichten über dem Bahnwärterhaus bei P. 118,3 unterhalb von Niederhausen zeigt in seinen hangensten Teilen eigentümlich langgezogene Röhren. O. M. REIS (1918/19, S. 327) gibt dafür folgende Erklärung: Bei diesem Lagergang handelt es sich um eine höchste tholeyitische Intrusion, bei dem sich die Verhältnisse den Effusionen nähern können. „Der stoßweise Nachschub des Magmas ist bei stärkerer Auflockerung und Aufblätterung gelegentlich fast schicht-lagerweise im Hangenden oder Liegenden; hiermit sind eigentümliche Umformungen der Blasen, welche hier häufig sind, zu senkrechten sich aufwärts vereinigen Röhren verbunden.“ Nach meiner Ansicht liegt eine andre Erklärung dieser langen Röhren viel näher. Es handelt sich um Entgasungsröhren, die sich naturgemäß im hangenden Teil des Lagerganges bilden konnten, zumal bei dieser hochgelegenen Intrusion der Druck auf das Magma nur sehr gering war. Eine sekundäre Umformung von Blasen kommt aus dem Grunde nicht in Frage, weil im gleichen Gestein

neben den langen Röhren auch nicht „umgeformte“ Blasenräume vorkommen. Die Entgasungsröhren haben eine größere oder mehrere kleinere Blasenräume zum Ausgangspunkt. Oft zeigen mehrere am Ausgangspunkt vereinigte kleine Gasblasen ein wurzelartiges Aussehen. Das aufsteigende Gas schuf im erstarrten Magma die eigenartigen Entgasungsröhren. Kleinere Gasblasen schlossen sich unterwegs an die Hauptröhre an.

Nur wenig tiefer ist den Tholeyer Schichten bei Niederhausen ein weiterer schmaler Tholeyitlagergang eingeschaltet, der durch einige Verwerfungen zerstückt erscheint. An einer Stelle, unmittelbar zu beiden Seiten der Straße von Niederhausen nach Hüffelsheim keilt der Gang vorübergehend aus. Ein kurzes Stück dieses Ganges, unmittelbar über Niederhausen, ist nicht einheitlich ausgebildet. Zuunterst besteht hier der Gang aus Tholeyit und darüber liegt ein melaphyrartiges, schwarzes Gestein, das im Gegensatz zu dem Tholeyit eine kugelige Verwitterung zeigt.

5. Das Grenzlager.

Das Grenzlager, die effusive Decke zwischen Unter- und Oberrotliegendem, kam in den beiden großen Mulden des Kartengebietes, der Restnahemuide und der Talböckelheimer Mulde (s. auch S. 78) zur Ausbildung. Das Gestein zeigt in den beiden Mulden ein von einander abweichendes Bild.

In der Talböckelheimer Mulde besteht das Grenzlager nach O. M. REIS (1918/19) nicht aus einem einheitlichen Erguß, sondern aus drei verschiedenen Lagern, deren Mächtigkeiten (von unten nach oben) etwa 150, 130 und 150 m beträgt.

Im übrigen sei auf die eingehende Beschreibung von O. M. REIS (1918/19, S. 328) verwiesen.

M. SCHUSTER (1913, S. 260/261), der auch dieses Gestein mikroskopisch untersucht hat, bezeichnet das Gestein des Talböckelheimer Grenzlagers als einen einsprenglingsreichen, andesitischen Biotit-Augit-bis Olivinporphyrit.

A. STRENG (1872) gibt auch Hornblendeführung des Gesteins an, doch konnte M. SCHUSTER bei seinen Untersuchungen des Gesteins keine Hornblende finden. Darin unterscheidet sich wohl vor allem der Talböckelheimer Grenzlagerporphyrit von dem im Folgenden beschriebenen Porphyrit von Bockenau.

Hervorzuheben ist die Achatführung des Gesteins. An einigen Stellen lassen sich, meist stark verwittert, Achate in großen Mengen finden (z. B. in den Weinbergen des Mühlberges über der Station Waldböckelheim, ferner in einem Weinberg wenig westlich des jüdischen Begräbnisplatzes zwischen Harsten und Heitersberg und an dem Wege um den SO-Hang des Heitersberges, wo Achat sowohl als Drusen- wie auch als Gangausfüllung vorkommt. Auf die Natur und Entstehung der Achate des Grenzlagers ist O. M. REIS (1916) ausführlich eingegangen.

Der Porphyrit des Grenzlagers von Bockenau besitzt im Vergleich mit dem des Grenzlagers von Talböckelheim eine wesentlich andere Zusammensetzung und Ausbildung. Man darf daher annehmen, daß der Erguß des Bockenauer Grenzlagers mit dem von Talböckelheim nicht in unmittelbarem Zusammenhang gestanden hat.

Die Farbe des Gesteins ist in frischem Zustand hellgraurötlich bis lilärötlich. Ist das Gestein aber zersetzt, so zeigt es hellere Farbtöne, die bis zu einem Graugrün spielen. Auffällig ist auf den ersten Blick ein ziemlich beträchtlicher Gehalt an Hornblendeinsprenglingen. Diese sind meistens glänzend schwarz und erreichen Längen bis zu fast 1 cm. Außerdem erkennt man in der Grundmasse bis zu 5 mm große Feldspateinsprenglinge.

Auf Grund der starken Hornblendeführung kann man das Gestein als Hornblendeporphyrith bezeichnet, als solches wurde es auch auf der Karte ausgeschieden.

Auf die mikroskopische Untersuchung von M. SCHUSTER (1913, S. 261 u. 262) und die Analyse von H. LASPEYRES (1867, S. 871) sei hier verwiesen.

Auch in dem Hornblendeporphyrith kommen gelegentlich Achatmandeln vor, wenn auch längst nicht in der Schönheit und Vollkommenheit wie in dem Porphyrit von Talböckelheim. Meistens sitzen in den Drusenräumen Quarzkristalle und manchmal auch schön gefärbte Amethyste.

6. Die Waderner Schichten.

Über dem Grenzlager folgen die Waderner Schichten, die unterste Abteilung des Oberrotliegenden. Sie nehmen zum größten Teile das Innere der Nahemulde ein. Nur im Osten des Kartenblattes treten an ihre Stelle, bedingt durch das NO-Achsengefälle der Nahemulde, die Kreuznacher Schichten.

Die Waderner Schichten besitzen im Bereich des Kartenblattes zwei Gebiete verschiedener Ausbildung. Der größte Teil der Ablagerungen zeigt die Normalfazies, lediglich in der Umgebung von Schloß- und Talböckelheim sind sie mit besonderer Fazies ausgebildet.

a) Die Waderner Schichten der Normalfazies.

Zur Waderner Zeit war das nördlich gelegene Randgebirge der Saarnahesenke Hauptlieferant des Sedimentationsmaterials. Petrographisch sind die Ablagerungen grobe bis feine Konglomerate, in die sich nur gelegentlich einmal gering mächtige Lagen von Sandsteinen und Tonschiefern einschalten. Der schon zur Tholeyer Zeit einsetzende Umschwung zu einem ariden Klima bedingt die intensiv rote Färbung des Gesteins. Die Konglomerate lassen nur selten eine Schichtung erkennen.

Am Aufbau der Konglomerate nehmen Quarzite und Gangquarze einen hervorragenden Anteil. Im nördlichen Teil der Mulde kommen die nur einen geringen Transport vertragenden Geschiebe von Hunsrückschiefer, Phylliten und Grünschiefern hinzu. Doch nimmt deren Anteil am Aufbau der Waderner Schichten nach S zu naturgemäß fortschreitend ab. Zu den Komponenten des variskischen Gebirges treten vereinzelt solche des Grenzlagere und der Porphyrstöcke.

LASPEYRES (1865) erwähnt aus den Waderner Schichten des Gebietes einige eigentümliche, innen hohle Kalkgerölle. In dem Innenhohlraum sitzen einzelne Dolomithkristalle. Bei diesen Geröllen kam es neben einer äußerlichen Verwitterung auch zu einer von Rissen ausgehenden Verwitterung im Innern. In nächster Nähe der Ruine Gutenberg konnte ich ein solches Geröll auf-

lesen. Es handelt sich um einen dolomitisierten mitteldevonischen Kalk. Im inneren Hohlraum sitzen einzelne Dolomitkristalle in einem braunen Lehm.

Oberflächlich ist die rote Farbe des Gesteins oft in starkem Maße ausgebleicht. Der Verwitterungsschutt der Waderner Schichten sieht dann den Terrassenschottern der Hunsrückgewässer zum Verwechseln ähnlich, zumal sich beide aus dem gleichen Material aufbauen.

Nach S zu nimmt der Anteil der Grenzlagerkomponenten in steigendem Maße zu, und an einer Stelle in der Umgebung von Tal- und Schloßböckelheim setzen sich die unteren Lagen der Waderner Schichten, unmittelbar im Hangenden des Grenzlagere, nur aus Aufarbeitungsprodukten des Grenzlagere selbst zusammen.

b) Die Waderner Schichten von Tal- und Schloßböckelheim.

Die besondere Ausbildung der Waderner Schichten in diesem Gebiet hat schon früh zu Beschreibungen Anlaß gegeben. Erstmals beschrieb H. LAPPYRES (1867) die dortige Schichtfolge. Danach liegen zuunterst auf dem stark verwitterten Grenzlager sandsteinartige, stark tonige Arkoselagen, die aus dem Grenzlager hervorgegangen sind. Diese Arkose enthält nur einige wenige Geschiebe des Grenzlagerporphyrits und geht zum Hangenden hin mehr und mehr in ein reines Konglomerat über. Nach N zu verzahnen sich diese Bildungen mit den Waderner Schichten der Normalfazies. Das Grenzlagerkonglomerat ist größtenteils sehr grob, einzelne Geschiebe erreichen Kopfgröße. Außer Geschieben des Grenzlagere selbst kommen in dem Konglomerat auch solche eines Porphyrits vom Lembergtypus und von Achaten vor.

Im Hangenden des Grenzlagerkonglomerats folgt auf der Schloßböckelheimer Seite (gut aufgeschlossen an dem Wege von Talböckelheim nach Schloßböckelheim) eine wohlgeschichtete Porphyritbrekzie. Die Gesteinstrümmer der Brekzie stammen alle von einem Porphyrit des Lemberg-Bauwaldtypus. Noch weiter zu Hangenden folgt am NW-Hang des Leisberges (in einem Steinbruch gut aufgeschlossen) ein Gestein, das einem leicht angewitterten Bauwaldporphyrit sehr ähnlich sieht. O. M. REIS (1918/19) bezeichnet dieses Gestein als Tonstein. A. LEPPLA kartierte es dagegen auf Blatt Mainz (1:200 000) als Porphyrit.

Nach REIS handelt es sich um ein Gestein, das aus feinstem Zerreibsel des 6 km weiter südlich anstehenden Bauwaldporphyrits unter einer Einwirkung postvulkanischer Ereignisse zu einem regenerierten Porphyrit geworden ist. Die Zufuhr des Sedimentationsmaterials erfolgte durch eine Talrinne vom Bauwald her. Ich kann mich aus mehreren Gründen der Auffassung von REIS nicht anschließen.

In dem bereits erwähnten Steinbruch am NW-Hang des Leisberges zeigt nämlich das Gestein eine höchst eigenartige Faltung. Die einzelnen Falten gehen in vertikaler Richtung nicht durch das ganze Gestein, sondern vielmehr zeigt es sich, daß etwa über einer Mulde in der einen Bank in der darüber folgenden Bank ein Sattel liegt. Über ziemlich engen Falten folgen unmittelbar darüber breite Falten oder auch nicht gefaltete Bänke. Solch eigenartige Faltungen (s. Abb. 1) sind bei Sedimenten des Rotliegenden nicht möglich, daher kann es sich nur um anstehenden Porphyrit handeln. Die eigenartigen

Faltungen des Gesteins sind innermagmatische Fließ- oder Bankungserscheinungen.

Übrigens konnte ich diesen Porphyrit in vollkommen frischem Zustande unmittelbar am Gipfel des Leisberges finden, er unterscheidet sich nicht im geringsten vom Bauwaldporphyrit. Auch die randliche Ausbildung des Lembergporphyrits bei Niederhausen/Nahe zeigt das gleiche Aussehen. Ich gehe

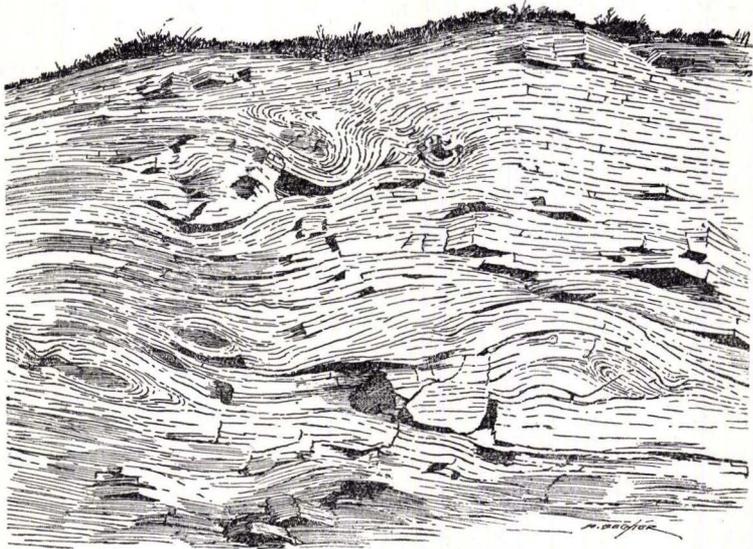


Abb. 1

daher wohl nicht fehl mit der Ansicht, daß es sich bei dem Porphyrit des Leisberges um einen apophysenähnlichen Stock des Lembergmassivs handelt.

Die vorher schon erwähnte Porphyritbrekzie ist demnach lediglich ehemaliger Gehängeschutt dieses Stockes. Würde das Sedimentationsmaterial dieser Brekzie, wie REIS annimmt, vom Bauwaldporphyrit stammen, so dürften diese Schichten nicht als Brekzie ausgebildet sein, sondern als Konglomerat, zumal das liegende Grenzlagerporphyritkonglomerat einen weniger weiten Weg bis zur Sedimentation hatte.

Nach N zu verschwinden Basalkonglomerat und Porphyritbrekzie allmählich und verzahnen sich mit den Waderner Schichten der normalen Ausbildung.

7. Die Kreuznacher Schichten.

Über den Waderner Schichten folgen ohne deutliche Grenze die Kreuznacher Schichten, die den Nordostteil des Kartenblattes zum größten Teil einnehmen. Vielfach sind sie jedoch dort von tertiären und diluvialen Ablagerungen verhüllt. Nur da, wo sich die Nebenbäche der Nahe ein tieferes Tal geschaffen haben, sind die Kreuznacher Schichten gut aufgeschlossen. Doch streichen sie in diesen Tälern meist nur an den nach S und SW geneigten Talhängen aus, während sie an den Nordhängen tief unter Löß begraben sind. Die Grenze zu

den liegenden Waderner Schichten läßt sich nicht genau fassen, vielmehr liegt ein allmählicher Übergang von den groben Konglomeraten der Waderner Schichten zu den roten feinkörnigen Sandsteinen und Tonschiefern der Kreuznacher Schichten vor. So treten noch in den untersten Kreuznacher Schichten verschiedene gering mächtige Geröllagen in den Sandsteinen auf. Derartige Einschaltungen von Geröllagen kann man besonders gut am SW-Hang des Birkenberges bei Roxheim erkennen.

Es ist demnach klar, daß eine eindeutige Festlegung der Grenze zwischen den Waderner und Kreuznacher Schichten nicht möglich ist. Sie wurde dahin gelegt, wo die Konglomerate gegenüber den Sandsteinen stärker zurücktreten.

Zum Hangenden der Kreuznacher Schichten hin fehlen dann die Konglomeratlagen vollkommen. Kennzeichnend für die Sandsteine der Kreuznacher Schichten ist eine eigenartige Kreuzschichtung, welche darauf hindeuten, daß diese Sandsteine aus Dünenbildungen ariden Klimas hervorgegangen sind. Der schönste Aufschluß mit solcher Kreuzschichtung befindet sich außerhalb des Kartenblattes auf Blatt Wöllstein-Kreuznach an der Provinzialstraße von Kreuznach nach Bretzenheim in einem Steinbruch an der Roten Lay. W. WAGNER (1926) bringt in seinen Erläuterungen zu Blatt Wöllstein-Kreuznach eine Aufnahme dieses Aufschlusses. Auch im Bereich des Blattes Waldböckelheim kann man an einigen Stellen, wenn auch längst nicht so schön, eine solche Kreuzschichtung erkennen. (Vor allem in dem kleinen Steinbruch an der Landstraße von Mandel nach Roxheim und bei dem Dorfe Roxheim selbst am SW-Hang des Birkenberges.)

Die manchmal eingeschalteten roten sandigen Tonschieferlagen sind wohl mehr fluviatiler Entstehung und bei gelegentlichen Regengüssen gebildet worden, zum Teil mag es sich auch um Bildungen in kleinen, schnell austrocknenden Tümpeln handeln. Irgendwelche pflanzlichen Reste konnten weder in den Sandsteinen noch, wo sie am ehesten zu erwarten wären, in den Tonschiefern nachgewiesen werden. Das deutet zusammen mit der roten Farbe des Gesteins auf das aride Klima dieser Zeit des Oberrotliegenden.

Besondere Erwähnung verdienen noch die den Kreuznacher Schichten zuzurechnenden Bildungen im NW-Teil des Lohrer Waldes bei Rüdesheim. Hier liegt unmittelbar in unregelmäßiger Auflagerung auf dem Quarzporphyr eine Porphyrbrekzie, die aus dem Porphyr selbst hervorgegangen ist. In einiger Entfernung vom anstehenden Porphyr verzahnt sich diese Brekzie mit den Kreuznacher Schichten der Normalfazies. Besonders gut ist diese Brekzie am rechten Steilhang des Ellerbachtales zwischen Schützenhaus und Lohrer Mühle aufgeschlossen.

Daraus ersehen wir, daß das Kreuznacher Porphyrmassiv den anlagernden Schichten von der oberen Tholeyer Zeit bis zum obersten Oberrotliegenden Sedimentationsmaterial geliefert hat. Auch später im Tertiär spielt dann das Porphyrmassiv nochmals eine Rolle als Sedimentationslieferant.

Früher wurden bisweilen die Sandsteine der Kreuznacher Schichten zu Bauzwecken verwendet, sie sind jedoch nicht witterungsbeständig und zerfallen sehr rasch.

Oberflächlich zeigen die Sandsteine oft eine starke Ausbleichung von Gelb zu Rot und der als Verwitterungsrückstand verbleibende gelbe feine Sand sieht dem unteren Meeressand des Mitteloligozäns sehr ähnlich.

II. Das Tertiär.

Mesozoische Schichten fehlen im Bereich des Kartenblattes vollkommen. Erst mit dem Mitteloligozän beginnt eine neue Sedimentationsfolge.

Dort, wo sich der im Alttertiär entstandene Oberrheintalgraben mit der alten Saar-Nahe-Saalesenke schneidet, kam es naturgemäß zu einer Ausweitung des mit Beginn des Mitteloligozäns gebildeten Meeresraumes, der von der nördlichen Voralpensenke über das Gebiet des späteren Schweizer Jura, den Oberrheintalgraben, die Wetterau und die Kasseler Senke hinauf zum Nordmeer reichte. Diese Ausweitung des Meeresraumes ist das Mainzer Becken mit der Kreuznacher Bucht. Mehr als $\frac{3}{4}$ des Blattes Waldböckelheim gehörten ehemals zur Kreuznacher Bucht des mitteloligozänen Meeres. So war es eine der Hauptaufgaben im Bereiche des Kartenblattes, die Küstenlinie dieses Meeres festzustellen, was von selbst dazu führte, auch über das Kartenblatt hinaus den Verlauf dieser Linie nach W zu verfolgen.

Doch bevor ich zur Beschreibung dieser Küstenlinie komme, ist es nötig, die wichtigsten Aufschlüsse der mitteloligozänen Ablagerungen des Kartenblattes zu beschreiben.

1. Das Mitteloligozän.

a) Der untere Meeressand.

Der Streit, der gegen Ende des vorigen Jahrhunderts darüber ging, ob unterer Meeressand und Rupelton im Mainzer Becken gleichaltrig sind oder nicht, ist heute längst entschieden. Wir wissen jetzt, daß beide gleichaltrig sind und lediglich verschiedene Fazies einer gleichen Zeit darstellen, wobei der Rupelton den inneren, küstenferneren Raum des Beckens einnimmt, während der untere Meeressand mehr auf die randlichen Teile als Küstenfazies beschränkt ist.

Die Zusammensetzung des unteren Meeressandes ist fast immer bedingt durch den Untergrund, aus dem er durch Aufarbeitung hervorgegangen ist. Zur Küste hin läßt sich stets eine Korngrößenzunahme des sedimentierten Materials beobachten. Ebenso finden sich in der Küstennähe die besten Fossilfundpunkte.

Das bekannteste Vorkommen von unterem Meeressand ist dasjenige vom Welschberg bei Waldböckelheim, welches schon früh seiner eigenartigen Fauna wegen seine Bearbeiter gefunden hat. Zuerst wurde es von H. C. WEINKAUFF (1859) beschrieben. Auch eine ganze Reihe der F. SANDBERGER'schen Originale zu seiner Arbeit „Die Conchylien des Mainzer Beckens“ (1858—1863) stammen vom Welschberg. Die reiche Fauna des Vorkommens hat immer wieder zu Untersuchungen angeregt, so kommt es, daß der Meeressand dort vielfach auf das sorgfältigste durchsucht ist. Die Beschreibung und Aufzählung der dabei gefundenen Fossilien ist auf die verschiedensten Arbeiten verteilt, von denen die von A. STEUER (1912) als die hervorragendste zu bezeichnen ist.

Am Welschberg läßt sich die mitteloligozäne Küstenlinie besonders eindringlich beobachten. Sie ist noch heute, besonders am Südosthang des Berges, recht gut erhalten. Ihre Höhenlage ist mit der 305 m Isohypse gegeben. Hier am Welschberg wurde der anstehende Welschbergporphyr in starkem Maße von der Brandung des mitteloligozänen Meeres aufgearbeitet. Im Bereich der

Strandzone liegen große wohlgerundete Blöcke des Porphyrits. Die Größe der Blöcke nimmt, je weiter man sich von der ehemaligen Küste entfernt, fortschreitend ab zu einem groben Porphyritsand. Einzelnen der großen Blöcke sind Austern (*Ostrea callifera* LAM. und *Ostrea cyathula* LAM.) aufgewachsen. Weiter den Hang hinab tritt an Stelle des aufgearbeiteten Porphyrits mehr und mehr ein feiner Quarzsand, da hier im Untergrund an Stelle des Porphyrits unterrotliegender Tholeyer Sandstein ansteht, der zu diesem feinen Quarzsand aufgearbeitet wurde. Abbildung Nr. 8 auf der beigegebenen Tafel zeigt die Verhältnisse an der Welschbergküste.

Einzelne Lagen des Sandes sind durch Kalk zu einem Kalksandstein verfestigt. Die Fossilien in diesem Gestein sind zumeist nur noch als Schalenabdrücke erhalten. Der ausgelaugte Kalk der Schalen diente der Verfestigung des Sandes. Ein auch heute noch einigermaßen reicher Fundpunkt von Versteinerungen findet sich in einem Weinberg am SW-Hang des Welschberges.

Noch interessanter als die Welschbergküste ist die Strandzone des mitteloligozänen Meeres bei dem etwa 4 km weiter westlich gelegenen Dorfe Steinhardt, die ich schon (1937) genauer untersucht und beschrieben habe. So kann ich mich darauf beschränken, die Hauptpunkte der Ergebnisse meiner Untersuchung anzuführen.

Das Besondere für Steinhardt ist, daß die hier im unteren Meeressand vorkommenden Versteinerungen zum größten Teil in Barytkonkretionen eingeschlossen sind. Hinzukommen ferner Schwerspatknollen mit pflanzlichen Einschlüssen. Auf Grund der Fossilhaltung und Fossilverteilung lassen sich die dortigen Ablagerungen in vier Zonen einteilen:

- Zone 1. Zone mit kalkschaligen Fossilien.
- Zone 2. Zone mit Barytkonkretionen, in deren Innern sich Schalenabdrücke von Meeresschnecken und Meeresschnecken befinden. Kalkschalige Fossilien fehlen.
- Zone 3. Mischzone, neben Meeresschnecken kommen in gleichen Konkretionen auch Pflanzenreste vor.
- Zone 4. Zone mit Barytkonkretionen, die in ihrem Innern nur Pflanzenreste enthalten. Fossilien des Meeresraumes fehlen in dieser Zone.

Die vier Zonen liegen nebeneinander und lassen sich ziemlich genau voneinander trennen. Die Frage, wie es zu der eigenartigen Zonenverteilung gekommen ist, läßt sich infolge Fehlens guter Aufschlüsse nicht vollkommen klären. Es sind zwei Möglichkeiten gegeben.

I. Die Zoneneinteilung ist primär:

Zone 1 und 2 gehören dem Meeresraum an, Zone 3 ist Übergangszone zwischen Land und Meer, vielleicht eine Art von Spülsaum, und Zone 4 ist Strandzone.

II. Die Zoneneinteilung ist sekundär:

Die vier Zonen liegen an sich übereinander. Durch schräge Abtragung scheinen sie heute nebeneinander zu liegen.

Zur Frage der Entstehung der eigenartigen Schwerspatgebilde läßt sich folgendes anführen:

Steinhardt liegt auf einer Störung, die das Waldböckelheimer Gewölbe von der eigentlichen Nahemulde trennt. Diese Störung wurde im Mitteloligozän von neuem geöffnet, so daß auf ihr Bariumchlorit-führende Thermalquellen aufsteigen konnten. Der bei dem Verwesungsprozeß der Organismen freiwerdende Schwefelwasserstoff trat mit den Bariumsalzen der Thermen in Verbindung, wobei der sich ausfällende Schwerspat naturgemäß um den die Ausfällung herbeiführenden Organismus konzentrierte. Die Größe der Konkretionen steht in engem Zusammenhang mit der ehemals bei der Verwesung zur Verfügung stehenden organischen Substanz. Bei der Knollenbildung wurde auch ein Teil des feinen Quarzsandes, in dem die Konkretionen liegen, miteingeschlossen, so daß sie neben einem beträchtlichen Barytgehalt (ca. 60%) auch einen Kieselsäuregehalt von ca. 30% aufweisen.

Auf Grund der Fauna gehört dieses Vorkommen einwandfrei zum unteren Meeressand. An pflanzlichen Resten kommen nach K. GEIB (1933) vor: „Zapfen von Schwarz- und Dornkiefern, Nadeln von ihnen, Zäpfchen von Wellingtonien, geschnäbelte Nüsse und Blätter von verschiedenen Hartlaubgewächsen.“ Hinzu kommt die Frucht einer Feige, die ich aus einer solchen Schwerspatkonkretion gewinnen konnte.

Auch der südöstlich von Waldböckelheim liegende Heimberg ist schon in der älteren Literatur unter dem Namen Gien- oder Lindberg beschrieben worden. Von der Fauna des dortigen Meeressandes sind als Besonderheit zwei Terebrateln, nämlich *Terebratula opercularis* SANDB. und *Terebratulina fasciculata* SANDB. zu nennen. Auch hier am Heimberg läßt sich die ehemalige Küstenlinie genau bestimmen, sie ist wie am Welschberg durch große Gerölle gekennzeichnet, die aber nicht die Größe der Blöcke des Welschbergs erreichen, was durch die geringere Härte des am Heimberg anstehenden Grenzlagerporphyrit bedingt ist. Die Küstenlinie liegt am Heimberg tiefer auf der 280 m Isohypse (diese tiefere Lage ist tektonisch bedingt, s. S. 113). Ähnliche Verhältnisse wie hier liegen auch am Nord- und Nordosthang von Felsenberg und Harsten, südöstlich von Schloßböckelheim vor. Der Meeressand ist aus dem im Untergrund anstehenden Grenzlagerporphyrit hervorgegangen und besitzt auch dessen lilarote, im verwitterten Zustand braune Färbung. Ein weiteres wichtiges Vorkommen von unterem Meeressand ist dasjenige von Mandel. Der Sand ist hier ein überaus feiner Quarzsand (im Untergrund der feinkörnige Sandstein der Kreuznacher Schichten), der früher von der ehemaligen Kreuznacher Glashütte für ihre Zwecke abgebaut wurde. Die Fossilien sind hier größtenteils in große Kalkknollen, die sogen. Mandeler Knollen, eingeschlossen. Besonders häufig ist hier die große *Cyprina rotundata* AG., von der vom Welschberg nur Jugendformen bekannt sind; wie ja überhaupt der Meeressand von Waldböckelheim durch eine Fülle von Jugendformen gekennzeichnet ist. Schließlich bleiben noch die Küstenbildungen des unteren Meeressandes in der Umgebung der Ortschaften Braunweiler, Sommerloch und Wallhausen zu nennen. Auch hier läßt sich die ehemalige Küstenlinie mit ziemlicher Genauigkeit nachweisen. Sie tritt hier auch deutlich morphologisch im Landschaftsbild in Erscheinung. Der Meeressand ist in der Nähe der Küste als grobe Kiese und Sande ausgebildet. Versteinerungen sind in ihm sehr selten und meist nur schlecht erhalten. So konnte ich nur einige Austernschalen, Zähne von *Lamna cuspidata* AG. und Schalenbruchstücke von *Balanus stellaris* A. BRAUN finden. Ich vermute, daß

ein großer Teil der gelben Sande und Kiese in der Umgebung der obengenannten Orte bereits dem oberen Meeressand, dem Schleichsand, zuzurechnen ist. Doch hier, im Küstenbereich, läßt sich weder sedimentpetrographisch, noch auf Grund der spärlichen, heute noch erhaltenen Fauna, der untere Meeressand vom Schleichsand abtrennen. Ich muß daher diese strandnahen Ablagerungen als „mitteloligozäne Küstenbildungen“ zusammenfassen.

Westlich des Dorfes Braunweiler liegen in den groben Kiesen große konglomeratische Blöcke. Hier wurde der Kies durch Kieselsäure verfestigt. Gleiche Blöcke liegen übrigens noch als Erosionsrelikte im Walde nordwestlich des Dorfes Sponheim.

Ein letztes Vorkommen von untermitteloligozänen Küstenablagerungen wäre jetzt noch zu nennen. Es befindet sich nur wenig östlich des Dorfes Traisen. Wir haben hier, dem Porphyruntergrund entsprechend, eine Porphyrbrekie vor uns. Als einzigstes Fossil konnte *Ostrea callifera* LAM. gefunden werden.

b) Der Rupelton.

Wie wir sahen, handelt es sich bei dem unteren Meeressand um die küsten-nahe, ja man kann sagen, um die Strandfazies der Ablagerungen des unteren Mitteloligozäns. Der gleichaltrige Rupelton ist die entsprechende küstenfernere Fazies.

SPANDEL (1909) hat den Rupelton in drei Stufen untergeteilt, nämlich in unteren, mittleren und oberen Rupelton. Der mittlere Rupelton wird oft wegen seiner eigenartigen schiefrigen Ausbildung und wegen seines Reichtums an Fischresten auch Fischschiefer genannt.

Im Gelände läßt sich eine Unterteilung in die drei Stufen nur in einzelnen guten Aufschlüssen durchführen, daher mußte eine Ausscheidung dieser drei Stufen auf der Karte unterbleiben.

Ein Hauptverbreitungsgebiet des Rupeltones ist die Umgebung des Dorfes Hüffelsheim. Die dortigen Vorkommen hat W. WAGNER (1927) beschrieben. Danach sind in einer Tongrube bei P. 210,4 an der Straße Hüffelsheim—Waldhöckelheim die Fischschiefer (mittlerer Rupelton) aufgeschlossen. Es handelt sich hier um feinschiefrige, schokoladenbraune Tone mit vielen Gipskristallen. W. WAGNER (1927) konnte zahlreiche Fischreste in diesen Tönen nachweisen, vor allem Schuppen von *Meletta heckeli* RZHAK., einen Fischwirbel, der vermutlich ebenfalls von diesem Fisch stammt und einige Schuppen mit konzentrischer Streifung, die W. WEILER als *Clupeidenschuppen* bestimmte. Hinzukommt ein Steinkern und Abdrücke von *Nucula* cf. *piligera* SANDB. und die Hohlform eines *Cerithium* ähnlichen Gastropoden.

Weiter östlich steht der Rupelton, größtenteils von Löß überdeckt, bei dem Lohrerhofe zwischen Kreuznach und Hüffelsheim an. Hier wurde im Sommer 1934 eine Bohrung auf Wasser niedergebracht, die folgendes Profil ergab (s. auch Abb. 7 auf der Tafel):

0,00— 3,00 m	Löß.
3,00—36,00 m	Rupelton.
36,00—63,00 m	Quarzporphyr.

Oberflächlich steht ein dunkelbrauner, beim Schlämmen blättrig zerfallender Ton an. Es handelt sich demnach um mittleren Rupelton. Auf der Schicht-

fläche eines Tonstückes fand sich ein schilffartiger Pflanzenrest. Die heutige Gesamtmächtigkeit des mittleren und des aller Wahrscheinlichkeit nach im Liegenden des mittleren Rupeltons vorhandenen unteren Rupeltons beträgt also bei dem Lohrerhofs noch 33 m.

Der mittlere Rupelton läßt sich ferner von P. 210,4 westlich von Hüffelsheim bis zu P. 180,5 westlich des Rotherhofes an der Straße Hüffelsheim—Waldböckelheim verfolgen. Für den oberen Rupelton einschließlich des Schleichsand gibt W. WAGNER (1927) eine Mächtigkeit von rund 16 m an. Nun läßt sich leider im Gelände nicht die Grenze zwischen oberem Rupelton und Schleichsand ziehen, also keine Angabe über die Mächtigkeit dieser beiden Ablagerungen machen. Dagegen ist es mir möglich, von Waldböckelheim die genaue Mächtigkeit des unteren Rupeltons anzugeben.

Ende Juni 1937 wurde bei dem Neubau Fuchs in Waldböckelheim an dem Wege, der von P. 202 zur Brauchsmühle im Ellerbachtal führt, ein Brunnen gegraben. Dabei traf man überraschenderweise auf Rupelton. An den Wänden des Brunnens konnte ich folgendes Profil feststellen:

0,00—0,50 m	Lößlehm mit Gehängeschutt.
0,50—4,80 m	Mittlerer Rupelton.
4,80—8,85 m	Unterer Rupelton.

Bei 8,85 m wurde das Liegende des Rupeltones, das hier von einem Sandstein der Lebacher Schichten gebildet wird, erreicht. Aus diesem Profil ergibt sich für den unteren Rupelton eine Mächtigkeit von nur 4,05 m.

Für den unteren Rupelton in der Gegend von Hüffelsheim dürfen wir eine etwas größere Mächtigkeit annehmen, da dieselbe fortschreitend von W nach O zunimmt. Es lassen sich demnach für Hüffelsheim folgende ungefähre Mächtigkeiten der einzelnen Stufen des Rupeltons rekonstruieren:

Unterer Rupelton	ca. 5 m
Mittlerer Rupelton	ca. 35 m
Oberer Rupelton inkl. Schleichsand	16 m.

Es dürfte die Gesamtmächtigkeit des Rupeltons bei Hüffelsheim rund 50 m betragen.

Über dem Orte Niederhausen a. d. Nahe finden sich, den Tholeyer Schichten des Unterrotliegenden unmittelbar auflagernd, zwei kleine Vorkommen von unterem Rupelton. Der Ton des östlichen Vorkommens ist durch einen beträchtlichen Gehalt von Gipskristallen gekennzeichnet. In einem Weinberg, in welchem der Ton besonders gut aufgeschlossen ist, ist der Boden geradezu bedeckt mit kleinen Gipskristallen. Die Höhenlage dieses Vorkommens ist zwischen den Höhenlinien 215 und 220 m.

Im Schlämmrückstand fanden sich außer unzähligen Gipsblättchen, langen Schwefelkiesstäbchen und einem feinen weißen Quarzsand auch folgende Foraminiferen:

- Ammodiscus foliaceus* (PHIL.)
- Spiroplectoides carinata* D'ORB.
- Bolivina beyrichi* REUSS.
- Pyruvella lanceolata* (REUSS).
- Glandulina globulus* REUSS
- „ *inflata* BORNEM.
- Anomalina ammonoides* REUSS.

Hinzukommt das Bruchstück einer großen *Natica crassatina* LAM. Das westliche Vorkommen liegt etwas höher (220—225 m) und besitzt einen beträchtlichen Sandgehalt. Es handelt sich demnach um Übergangsablagerungen vom Rupelton zum unteren Meeressand. Einen besonders guten Einblick in den Aufbau von unterem und mittlerem Rupelton gab die schon erwähnte Brunnenanlage bei dem Dorfe Waldböckelheim. Die von mir dort gemachten Beobachtungen seien im Folgenden kurz angeführt.

Der mittlere Rupelton hat bei Waldböckelheim heute noch eine Mächtigkeit von 4,30 m. Von diesen 4,30 m sind 2,80 m stark gebleicht und zeigen eine hellgelbe bis hellbräunliche Färbung. Nach unten nimmt die Ausbleichung mehr und mehr ab und geht allmählich in die dunkelbraune bis fast schwärzliche Färbung des mittleren Rupeltons über. Beim Schlämmen zerfällt dieser Ton blättrig. Ein stark bituminöser Geruch ist sehr auffällig. Hinzukommt noch eine beträchtliche Menge von Gips, während Pyrit anscheinend vollkommen fehlt. Die einzelnen Gipskristalle, die oft verzwilligt sind, zeigen eine Anordnung zu kugeligen Rosetten. Im Schlämmerückstand verblieben einige wenige, schlecht erhaltene Foraminiferen, von denen ich nur eine Form als *Annomalina ammonoides* var. *subaequalis* (*Truncatulina weinkauffi* REUSS) REUSS bestimmen konnte.

Im Liegenden dieses dunklen mittleren Rupeltons folgen, scharf abgegrenzt 4,05 m hell- bis dunkelgraue Tone mit einem sehr beträchtlichen Gehalt an Schwefelkies. Letzterer bildet bisweilen zusammenhängende Lagen von mehreren cm Mächtigkeit. Auf Grund seiner Fauna gehört dieser Ton dem unteren Rupelton an. So ist die Leitforaminifere, *Spiroplectoïdes carinata* D'ORB., ungemein häufig.

Der untere Rupelton läßt sich hier auf Grund petrographischer und faunistischer Unterschiede nochmals in zwei Unterabteilungen trennen. Die obere Abteilung enthält im Schlämmerückstand wenig Quarzsand, dafür aber um so mehr Schwefelkies (auch wohl ausgebildete Pyritkristalle). Die Foraminiferen treten gegenüber der unteren Abteilung zurück, vor allem konnte die Leitform, *Spiroplectoïdes carinata* D'ORB. nur in wenigen Stücken gefunden werden. Dagegen sind in der unteren Abteilung Foraminiferen überaus häufig, vor allem die Leitform. Daneben ist ein feiner weißer Quarzsand und einige Sandsteinbröckchen, neben wenig Schwefelkies kennzeichnend für die untere Abteilung. Folgende Foraminiferen konnten in dem unteren Rupelton von Waldböckelheim gefunden werden:

- Ammodiscus polygyrus* (REUSS).
- Cornuspira carinata* (COSTA).
- Quinqueloculina klipsteini* REUSS.
- „ *cognata* BORNEM.
- Spiroloculina limbata* BORNEM.
- Nodosaria bactridium* REUSS.
- „ *pyrula* D'ORB.
- Dentalina inflexa* REUSS.
- „ *soluta* REUSS.
- „ *plebeya* REUSS.
- „ *consobrina* D'ORB.

- Glandulina aequalis* REUSS.
 „ *elliptica* REUSS.
Robulus concinnus (REUSS).
 „ *depauperatus* (REUSS).
 „ *limbosus* (REUSS).
 „ *inornatus* (D'ORB.).
Polymorphina humboldi BORNEM.
Guttulina problema var. *deltoidea* REUSS.
Guttulina sororia (REUSS).
Spiroplectoïdes carinata D'ORB.
Spiroplecta pectinata REUSS.
Textularia cognata REUSS.
Bolivina beyrichi REUSS.
Bulimina declivis REUSS.
Sphaeroïdina bulloides var. *conica* REUSS.
Pullenia sphaeroides (D'ORB.).
Cibicides dutemplei (D'ORB.).

Außer obigen Foraminiferen kommen auch eine Reihe sonstiger Fossilien vor. Auffallend bei den Schalen der meisten Mollusken ist folgende Tatsache, daß sie als Bruchstücke, die zum Teil stark angeschliffen sind, eingesedimentiert wurden. Hinzukommt, daß sie zum größten Teil keine Schlickbewohner waren. Daher ist anzunehmen, daß die meisten Fossilien bei stärkerer Bewegung des Wassers von der nahegelegenen Welschbergküstenzone, ihrem eigentlichen Lebensraum, eingeschwemmt worden sind. (Die Lage des Rupeltons zur Welschbergküste zeigt die Abb. 8 auf Taf. 12.)

Allein im Rupelton, nicht im Meeressand, konnten folgende Fossilien gefunden werden:

- Dentalium parallelum* ZINND.
Caecum tenuistriatum BOETTG.
Spiralis umbilicata BORNEM.
Volvaria multicingulata SANDB.
Leda deshayesiana DUCH.
Nucula chastelli NYST.
Diplodonta fragilis SANDB.
Pleurodon microdus BOETTG.

Bei den vorstehenden Fossilien handelt es sich zum größten Teil um ausgesprochene Schlickbewohner. Von ihnen konnten daher auch ganzschalige Exemplare gefunden werden.

Neben Foraminiferen und Mollusken fanden sich als Besonderheiten Fischreste (Flossenstacheln, Otolithen und Wirbel), kleine Pflanzenfrüchtchen und drei Käferreste.

Im östlichen Teil der Kreuznacher Bucht läßt sich vielfach eine Transgression des oberen Rupeltons über den unteren Meeressand beobachten. Es wurde also mit Beginn des oberen Rupeltons die Strandzone mehr landeinwärts verlegt. Im Bereiche des Blattes Waldböckelheim ist eine solche Transgression nur an einer Stelle nachweisbar, nämlich in einer der Mandeler Sandgruben. Dort liegt über dem feineren unteren Meeressand eine etwa

1—1,50 m mächtige Tonlage mit *Spiroplecta attenuata* REUSS als Leitform für den oberen Rupelton. Weiter nach Westen zu ist vermutlich die Transgression des oberen Rupeltons nicht mehr in Erscheinung getreten.

c) Fluviomarine Ablagerungen der Rupelstufe.

Fluviomarine Schotter innerhalb des Rupeltones des westlichen Mainzer Beckens wurden erstmalig von K. GEIB (1917) beschrieben. Es handelt sich um weiße Quarz- und Quarzitschotter, die an der Malzfabrik nahe der Straße Kreuznach—Bretzenheim aufgeschlossen sind. Die gleichen Schotter wurden bei einer Brunnenbohrung auf dem Fabrikgelände der Firma Seitz (Kreuznach) mitten im Rupelton mit einer Mächtigkeit von 7,2 m festgestellt. W. WAGNER (1926) konnte diese fluviomarinen Schotter weiter nach N zu (auf Blatt Wöllstein—Kreuznach) westlich des Dorfes Winzenheim und am Vogelsang NNW Kreuznach verfolgen. — Dieser Zug fluviomariner Bildungen läßt sich auch auf Blatt Waldböckelheim nachweisen, wo diese zunächst bei P. 212,1 nördlich von Hargesheim eine größere Verbreitung haben. Sie sind dort in einer Kiesgrube recht gut aufgeschlossen und zeigen eine deutliche fluviatile Schichtung. Fossilien konnten hier keine gefunden werden. Weiter lassen sich diese fluviomarinen Schotter über den Höhenrücken 207 nördlich des Breitenfelder Hofes über P. 236,2 westlich der Straße Hargesheim—Windesheim in nordwestlicher Richtung bis zur Grenze des Kartenblattes verfolgen. Dort liegen in den Weinbergen einige Sandgruben, die uns wertvolle Einzelheiten erkennen lassen. Hier sind den groben Sanden des unteren Meeressandes Kiese und Schotter eingeschaltet, deren einzelne Gerölle kopfgroß und zum Teil weit größer sind. Wir befinden uns hier in Küstennähe, wo natürlich die größten Schotter abgelagert wurden, während das weniger grobe Material weiter beckenwärts verfrachtet wurde. So läßt sich weiter nach SO zu eine Größenabnahme der abgelagerten Schotter feststellen.

Unter den Geröllen in den obengenannten Sandgruben wiegen Gangquarze und Quarzite des Unterdevons bei weitem vor, doch sind auch stark angewitterte Kalkgerölle nicht selten. Diese Kalkgeschiebe entstammen dem mitteldevischen Stringocephalenkalk von Stromberg und beweisen uns, daß der Fluß aus der Richtung von Stromberg gekommen sein muß. Die Kalkgerölle lassen sich innerhalb der fluviomarinen Ablagerungen bis zum Breitenfelder Hof nachweisen. Einer Reihe dieser großen Gerölle sind Austern aufgewachsen.

Die Sande im Liegenden der groben Schotterlagen enthielten ehemals überaus viel Versteinerungen. Vereinzelt liegen in diesem Sand Eisenschwarten, die zahlenreiche Schalenabdrücke von Fossilien des unteren Meeressandes enthalten. Etwas weiter östlich, schon auf Blatt Stromberg, befindet sich eine Sandgrube mit folgendem Profil:

Das Liegende bilden grobe fossilfreie Kiese, denen nach oben zu eine 30 cm mächtige und mehrere Meter lange Linse von Feinkies eingeschaltet ist, die sehr viel Axineen enthält. Über dem groben Kies folgen etwa 1,10 m Feinsande und Feinkiese mit überaus viel Versteinerungen. Den Abschluß dieser Lage bildet eine 30 cm mächtige Kalksandsteinbank, deren Fossilien nur noch als Steinkerne erhalten sind. Auch hier (vergl. S. 88) diente der aufgelöste Kalk der Versteinerungen zur Verfestigung des Sandes. Im Hangenden der Kalksandsteinbank folgt nochmals eine Feinsandlage, der eine Ostreeschicht einge-

schaltet ist. Die einzelnen Austernschalen sind fast immer dicht von *Balanus stellaris* A. BRAUN bewachsen. Diese Austernlage mit Balanusbewachsung kennzeichnet die große Küstennähe dieser Ablagerungen.

Ein weiterer Zug fluviomariner Schotter läßt sich vom „Roter Berg“ südwestlich von Weinsheim in südlicher Richtung zum Rotherhof feststellen. Auch noch weiter südlich am Westhang des Ziegelberges liegen gelbe Kiese, die dem gleichen Zuge angehören. Auch diese Schotter setzen sich aus Gangquarzen und Quarziten des Unterdevon und vereinzelt Kieselschiefern zusammen. In den Sandgruben wenig nordöstlich des Rotherhofes kann man sehr gut an einer Wechsellagerung von Fein- und Grobkies die Deltaschichtung dieser fluviomarinen Ablagerungen erkennen. In der nördlichsten dieser Sandgruben konnten aus einer Ortsteinlage eine Reihe von Fossilien des unteren Meeressandes gewonnen werden.

Auch im Rupelton von Hüffelsheim konnten fluviomarine Schotter nachgewiesen werden. Diese Ortschaft besitzt keine Wasserleitung, sondern die Einwohner beziehen ihr Wasser aus einem Wasserhorizont innerhalb des Rupeltones, der durch eine bis 5 m mächtige Sand- und Kiesschicht gebildet wird. Im westlichen Teile des Dorfes konnte ich aus den Angaben eines Bauern folgendes Profil ermitteln:

Hangendes:

0,00— 1,50 m	Löß.
1,50— 6,50 m	Rupelton.
6,50— 7,50 m	Grober gelber Kies.
7,50—10,50 m	Gelber Sand mit grobem Kies wechsellagernd.
10,50—	

Liegendes:

Rupelton.

Der gleiche gelbe Kies ist am Südhang des Schmalberges südlich von Hüffelheim unter den Schottern der Hauptterrasse der Nahe aufgeschlossen. Neben kleineren Quarzgeröllen kommen auch einige zum Teil stark kaolinisierte Lemberg- und Grenzlagerporphyrgerölle und kleine Achatstückchen in dem Kies vor. Demnach läßt sich dieser Zug fluviomariner Schotter von Süden herleiten.

d) Der westlichste Teil des Mainzer Beckens.

Bei der Betrachtung der mitteloligozänen Küstenbildungen des Blattes Waldböckelheim sahen wir, daß sich in dessen Bereich die Küstenlinie des Meeres dieser Zeit noch heute mit ziemlicher Sicherheit erkennen läßt. Sie verläuft im Nordteil der Karte nördlich der Ortschaften Wallhausen, Sommerloch, Braunweiler und Sponheim am Südhange eines sich aus Waderner Schichten aufbauenden Höhenzuges, dessen höchste Erhebungen Homberg (417,6) und Gauchsberg (437,1) sind.

Südwestlich von Sponheim ist diese Küstenlinie infolge der Ausräumung durch den Elierbach nicht mehr zu erkennen. Klar ist dagegen wieder ihr Verlauf bei Steinhardt. (Vergl. K. W. GEIB 1937.)

Bei den nun folgenden Betrachtungen bin ich über das Kartengebiet hinausgegangen, um so weit wie möglich ein klares Bild vom westlichen Teil des Mainzer Beckens zu erhalten. Hier im Westen liegen die Verhältnisse nicht mehr so klar und deutlich, wie im östlichen Teil der Kreuzbacher Bucht. Das kommt daher, daß hier die tertiären Ablagerungen infolge ihrer höheren Lage

in ungleich stärkerem Maße der Abtragung anheim fielen. Bei meinen Untersuchungen zeigte es sich, daß die westliche Erstreckung der Bucht überschätzt wurde.

LEPSIUS (1883) bringt eine Bemerkung, daß ihm aus der Umgebung von Kirn eine Rippe von *Halitherium schinzi* KAUP bekannt geworden sei, so daß demnach das mitteloligozäne Meer bis Kirn gereicht haben müsse.

Ich habe daraufhin die bisher als mitteloligozäne Bildungen angesprochenen gelben Kiese und Sande in der Umgebung von Kirn näher untersucht. Trotz eifrigen Suchens ließen sich dort keinerlei Fossilien finden.

Diese Kiese und Sande in der Umgebung von Kirn zeigen in verschiedenen Aufschlüssen eine deutliche fluviatile Schichtung; gelegentlich schalten sich Linsen eines sandigen Tones ein. Im Schlämmrückstand des Tones fanden sich ebensowenig irgendwelche organische Reste wie in den Sanden und Kiesen. Das Sedimentationsmaterial bilden gut abgerollte Gangquarze und Taunusquarzte des nahen Hunsrückgebietes. Eine etwaige Aufarbeitung des Untergrundes, wie sie sich bei den eindeutigen Küstenbildungen des Blattes Waldböckelheim erkennen läßt, ist nicht nachweisbar. Es liegen diese Sedimente sowohl auf unterdevonischen Quarziten und Tonschiefern als auch auf unterrotliegenden Sandsteinen, und nirgends hat der Untergrund unmittelbar einen Einfluß auf ihre Bildung ausgeübt. Auch Komponenten der in der Umgebung von Kirn so häufigen rotliegenden Eruptivgesteine ließen sich in den Kiesen nicht nachweisen.

Dagegen lassen sich diese Kiese und Sande in völlig gleicher Ausbildung auf den Höhen des bei Kirn in die Nahe mündenden Hahnenbaches in flächenhafter Verbreitung bis weit nach N verfolgen. Es handelt sich demnach um Terrassenablagerungen des Hahnenbaches, deren Alter vermutlich jungpliozän ist. Zu diesen Terrassenablagerungen des Hahnenbaches müssen wir auch die gelben Sande und Kiese in der Umgebung von Kirn rechnen. Ja ich möchte auch noch die weiter naheabwärts vorkommenden, petrographisch gleichen Ablagerungen bei Johannisberg und Martinstein (beiderseits der Nahe), die REINHEIMER (1933) als „vermutlich mitteloligozäne Bildungen“ kartiert hat, der gleichen Zeit zurechnen. Ihre heutige tiefere Lage läßt manchen Schluß über die jüngere Tektonik des Gebietes zu. Zwischen den obengenannten Vorkommen des Hahnenbachtals einerseits und denjenigen von Johannisberg und Martinstein andererseits verläuft die große Verwerfung, die das Rheinische Schiefergebirge von der Nahemulde abtrennt. Die stärkere nachpliozäne Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges bedingt hier die heutigen Höhenunterschiede. (Vergl. auch S. 114/115.)

Bei Martinstein liegen übrigens diese gelben Kiese und Sande unmittelbar auf dem Grenzlager. Eine Aufarbeitung des Untergrundes kann man jedoch hier nicht im geringsten feststellen, so daß für sie eine marine Bildung nicht in Frage kommt.

Die westliche Grenze des mitteloligozänen Meeres läßt sich infolge der starken diluvialen Ausräumung und Aufschotterung der Nahe nicht mehr genau festlegen. Nördlich der Nahe ist das westlichste, einwandfrei marine, Vorkommen dasjenige von Steinhardt; die Küste zeigt hier deutlich eine Umbiegung nach Süden zu.

Südlich der Nahe wurden durch D. WIEMANN (1929) mitteloligozäne Küstenbildungen bei Abtweiler festgestellt. Man kann also eine Linie von Steinhardt nach Abtweiler ziehen und erhält so die ungefähre Westgrenze des Mainzer Beckens.

Auf Grund der mir von Herrn WIEMANN freundlicher Weise zur Verfügung gestellten Fossilliste läßt sich der dortige Meeressand als unteren Meeressand bestimmen. Der Aufschluß lag an einer 1929 neuangelegten Straße von Abtweiler zu dem Antoniushof in einer Höhenlage von etwa 270 m, einer Höhe, wie sie die untermitteloligozäne Küstenlinie fast durchweg inne hat. L. SPULER (1933) beschreibt vom Nordhang der Lauschieder Höhe südlich von Staudernheim/Nahe eine fossilreiche Ostreenbank. Es handelt sich auch hier um typische Strandbildungen des unteren Meeressandes mit Aufarbeitung des Untergrundes. Ebenso liegt im Staudernheimer Gemeindewald ein Vorkommen von unterem Meeressand, der sich aus aufgearbeitetem Grenzlagerporphyrat zusammensetzt.

Demnach griff das untermitteloligozäne Meer im Westteile des Mainzer Beckens bei Staudernheim buchtartig auf randliche Teile des Pfälzer Sattels über. Diese Bucht möchte ich als Staudernheimer Bucht bezeichnen.

Zwischen Niederhausen und Norheim weitet sich der Meeresraum nochmals nach Süden zu einer weiteren Bucht, die ich als Feiler Bucht bezeichnen möchte.

Schon die Verbreitung des Rupeltones in dem Dreieck Niederhausen—Hüffelsheim—Norheim deutet auf eine solche Ausbuchtung des Meeresraumes nach Süden zu.

O. M. REIS (1921) weist darauf hin, daß die Entstehung dieser Bucht durch eine alte Teilmulde innerhalb des Pfälzer Sattels gegeben war.

Auf der rechten Naheseite liegen beim Birkerhof einige kleine Vorkommen von unterem Meeressand, welche die Verbindung zu der nördlich gelegenen Kreuznacher Bucht herstellen.

Ein größeres und bekanntes Vorkommen von unterem Meeressand liegt etwas weiter südlich bei Feil am SO-Hang des Kahlenberges. Er besteht hier aus einem feinen bis groben Quarzsand, der durch Aufarbeitung des im Liegenden anstehenden Tholeyer Sandsteines entstand. Vereinzelt kommen in diesem Sand auch Gerölle des nur wenig weiter westlich anstehenden Lembergporphyrats vor. Von der Fauna dieses Vorkommens gab W. BUCHER (1913) bereits eine Fossilliste. Gegenüber Waldböckelheim läßt sich hier eine deutliche Verarmung der Formen feststellen. Austern (*Ostrea callifera* LAM. und *O. cyathula* LAM.) und *Axinea obovata* LAM. wiegen bei weitem vor und treten geradezu bankbildend auf. Auch Haizähne und Reste von *Halitherium schinzi* KAUP. sind recht häufig. Außer den von W. BUCHER angegebenen Fossilien konnte ich noch *Perna sandbergeri* DESH., *Perna heberti* COSSM. u. LAMB., *Pecten pictus* GODF. und *Cassidaria depressa* v. BUCH. finden.

Etwa 4 km weiter südwestlich des Feiler Vorkommens findet sich am Südhang des Hasentales bei Hallgarten ein weiteres Vorkommen von fossilführenden mitteloligozänen Ablagerungen. Doch ist hier die Fazies eine ganz andere. Haben wir es bei Feil mit einer sandigen Fazies zu tun, so zeigt das Vorkommen von Hallgarten eine tonig-sandige Ausbildung. Auch die Fauna zeigt, im Vergleich zu derjenigen von Feil, beträchtliche Abweichungen, worauf

schon O. M. REIS (1921) aufmerksam gemacht hat. W. BUCHER (1913) gibt auch von diesem Vorkommen eine Fossilliste. Bemerkenswert ist die Erwähnung von *Cerithium plicatum galeotti* NYST. und von Zwischenformen zwischen *Cerithium multinodosum* SAMDB. und *Cerithium plicatum papillatum* SANDB. Daneben kommen aber auch Formen von *Cerithien* vor, die nur dem unteren Meeressand angehören. Es handelt sich demnach hier um Übergangsschichten vom unteren zum oberen Meeressand. Auch hier läßt sich die Küstenlinie wieder einwandfrei feststellen, sie verläuft auf der heutigen 300-m-Höhenlinie.

Die Feiler Bucht hatte außer der nördlichen Verbindung mit der Kreuznacher Bucht eine weitere Verbindung nach Osten mit dem eigentlichen Mainzer Becken. So zeigt schon die weite Verbreitung des unteren Meeressandes in der Gegend von Fürfeld (SCHOPP 1911), daß nach W zu eine Verbindung mit der Feiler Bucht bestanden haben muß. Indessen sind gerade im Bereich des Verbindungsstückes zwischen Feil und Fürfeld infolge der jungen Ausräumung durch die Alsenz und ihre Nebenbäche keine mitteloligozänen Ablagerungen mehr anzutreffen.

Am Nordwesthange des Rothenberges nordwestlich von Altenbamburg finden sich erbsen- bis faustgroße Porphyrgerölle, die ich ebenfalls dem unteren Meeressand zurechne. Diese Ablagerungen waren im Herbst 1937 in einigen Rübengruben recht gut aufgeschlossen. Fossilien konnten jedoch nicht gefunden werden, was infolge der Fazies auch nicht verwunderlich ist.

Von dem Gipfel des Rothenberges kann man auch, nach Osten blickend, aus dem ganzen Landschaftsbild erkennen, daß einmal eine Verbindung der Feiler Bucht nach Fürfeld hin bestanden haben muß. Daraus geht hervor, daß das Kreuznacher Porphyrmassiv während des Mitteloligozäns eine Insel gewesen ist.

Die Ergebnisse der Untersuchungen der Küstenverhältnisse und der Verbreitung der untermitteloligozänen Ablagerungen im westlichen Teil des Mainzer Beckens, wurden auf der beigegebenen Kartenskizze Abb. 6 der Taf. 12 dargestellt. Dieser westliche Teil des Mainzer Beckens, den ich mit W. WAGNER als Kreuznacher Bucht bezeichnen möchte, beschränkte sich größtenteils auf die ehemalige Nahemulde, lediglich mit zwei Teilbuchten griff das mitteloligozäne Meer auf randliche Teile des Pfälzer Sattels über.

In der reichgegliederten Kreuznacher Bucht lassen sich vier Inseln nachweisen, deren größte das Kreuznacher Porphyrmassiv war. Sehr gut läßt sich auf der Abb. 6 der Taf. 12 die Bedeutung der Kreuznacher Insel als Sandlieferant erkennen.

Überraschend ist die weite Verbreitung des Rupeltones nach Westen mit einem schmalen, zungenförmigen Streifen bis zu dem Dorfe Waldböckelheim. In einer alten prämitteloligozänen Talrinne kam hier der Rupelton, die küstenfernere Fazies des unteren Mitteloligozäns zur Ablagerung. Es scheint demnach nicht allein die Entfernung von der Küste, sondern eine gewisse Tiefe des Meeres maßgebend zu sein für die Ablagerung des Rupeltones. So liegt bei Waldböckelheim der untere Rupelton bis zu 110 m tiefer als die gleichaltrigen Küstenbildungen am Welschberg. Während an der Welschbergküste eine starke Brandung den Untergrund aufarbeitete, trat die Einwirkung der Brandung auf den Untergrund, je weiter wir uns von der ehemaligen Küste entfernen und

je mehr wir in den Bereich des ehemals tieferen Meeres kommen, zurück. Das zeigt sich sehr schön in der Größenabnahme der Aufarbeitungsprodukte am SW-Hang des Welschbergs (s. auch Abb. 8 auf Taf. 12). In dem alten prämitteloligozänen Tale, das damals tief im Meere lag, konnte sich indessen die Brandung nicht mehr bemerkbar machen. Daher kam es auch in ihm nicht zu einer Aufarbeitung des Untergrundes. So kommt es, daß in demselben nur feinstes Material in Form des Rupeltones abgelagert wurde.

e) Der obere Meeressand oder „Schleichsand“.

Über dem unteren Mitteloligozän, dem unteren Meeressand und dem Rupelton, folgt als nächste Abteilung der tertiären Ablagerungen, ebenfalls zum Mitteloligozän gehörend, der obere Meeressand oder Schleichsand. Seine heutige Verbreitung im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim ist nur noch gering. Nur an wenigen Stellen konnte ich ihn nachweisen. Er mag einmal größere Gebiete des Westteiles der Kreuzbacher Bucht eingenommen haben, ist aber bereits weitgehend der Abtragung zum Opfer gefallen.

Wie schon erwähnt (S. 90), gehören vermutlich große Teile der als „mitteloligozäne Küstenbildungen“ bezeichneten Ablagerungen in der Umgebung der Orte Braunweiler, Sommerloch und Wallhausen dem oberen Meeressand an. Doch läßt sich hier, da es sich um Küstenfazies und fast fossilfreie Sande und Kiese handelt, keine Trennungslinie zwischen unterem und oberem Meeressand ziehen. Die wenigen Fossilien, die ich nachweisen konnte, kommen in den beiden Stufen des Mitteloligozäns vor und lassen daher keinerlei Schlüsse auf das jeweilige Alter der betreffenden Ablagerungen zu.

Auch auf Blatt Bingen-Rüdesheim bestehen im Bereich der mitteloligozänen Küstenablagerungen rein faziell keine Unterschiede zwischen unterem und oberem Meeressand, doch war es W. WAGNER (1930) dort möglich, an Hand der reichlicher vorhandenen Fossilien die Zweiteilung auszuführen.

Doch für einige kleine Vorkommen konnte ich in der Umgebung von Braunweiler und Wallhausen mit Sicherheit obermitteloligozänes (Schleichsand) Alter angeben. Es handelt sich dabei zunächst um eine *Balanus*-Brekzie, wie sie ähnlich von K. GEIB (1922) vom Rheingrafensteiner Hof bei Kreuznach beschrieben worden ist. Dieses kleine Vorkommen liegt etwa 500 m nordwestlich des Dorfes Braunweiler in einem Weinberg und bildet das unmittelbar Liegende eines kleinen *Cyrenen*-Mergelrestes.

Außer vielen Bruchstücken von *Balanus stellaris* A. BRAUN fand sich leider nichts an sonstigen Fossilien in dieser Brekzie. Am Südosthang des Johannisberges bei Wallhausen, 500 m nordwestlich von Sommerloch und 500 m westlich von Braunweiler finden sich drei kleine Vorkommen eines graugrünen Mergels. Stellenweise sind diese Mergel (aus Lesesteinen zu schließen) zu einem Steinmergel verfestigt, der eine Reihe leider unbestimmbarer Schalenabdrücke von Fossilien enthält. Lediglich ein Steinkern von *Natica achatensis* RECL. konnte mit Sicherheit erkannt werden. Bei dem Vorkommen von Sommerloch überlagert dieser Mergel mit unregelmäßiger Auflagerungsfläche einen feinen bis groben Quarzsand.

Durch das Ausschlämmen dieser Mergel konnte das genaue Alter festgestellt werden. Es fanden sich an Foraminiferen:

Quinqueloculina seminulum LINNÉ.

Sphaeroidina bulloides D'ORB.

Pyrulinea lanceolata (REUSS).

Guttulina sororia (REUSS).

an Ostrakoden:

Cytheridea parallela LKLS.

Cythereis fimbriata v. MUENST.

Bemerkenswert ist noch für das Vorkommen am Johannisberg von Wallhausen, daß dort im Mergel Zähne von *Odontaspis cuspidata* AG. ungemein häufig sind.

Aus dieser Fauna der Mergel geht einwandfrei hervor, daß sie dem Schleichsand zuzurechnen sind.

Die Höhenlage der Schleichsandmergel ist zwischen der 280 und 290-m-Höhenlinie.

Eine vermutlich größere Verbreitung hat der Schleichsand heute noch in der Umgebung von Hüffelsheim. Das dortige Vorkommen im Liegenden eines größeren Cyrenenmergelrestes wurde bereits von W. WAGNER (1927) untersucht und beschrieben. Aus einer Grube für einen elektrischen Leitungsmast an einem Feldwege, der von Hüffelsheim westwärts führt, konnte W. WAGNER einen stärker sandigen, kalkfreien, gelben und gelbgrauen Ton gewinnen. Im Schlämmrückstand fand er neben weißem Quarzsand, grünen Quarzkörnern, Glimmerschüppchen und Gipsplättchen folgende Fossilreste:

Cytherea spec.

Bolivina beyrichi cf. *melettica* ANDR.

und einige Fischknöchelchen.

Auf Grund von Zusammensetzung und Fossilführung schließt W. WAGNER auf Schleichsand.

Die Grenze des Schleichsandes zu dem liegenden oberen Rupelton läßt sich hier bei Hüffelsheim nicht feststellen. Ein letztes kleines Vorkommen von oberem Meeressand findet sich schließlich noch etwa 500 m nördlich von Traisen in besonderer Ausbildung. Es handelt sich hier um einen feinen, gelben und glimmerreichen Quarzsand, wie er ähnlich aus Rheinhessen von einer Reihe von Vorkommen bekannt ist.

Im Schlämmrückstand fanden sich folgende Fossilien:

An Foraminiferen:

Spiroplectoides carinata cf. *attenuata* REUSS.

Pyrulinea lanceolata (REUSS).

Guttulina sororia (REUSS).

Globigerina bulloides D'ORB.

Eponides kiliani ANDR.

Sphaeroidina bulloides D'ORB.

Ostrakoden:

Loxoconcha tenuimargo REUSS.

Limnocythere zinndorfi LKLS.

Cytheridea parallela LKLS.

2. Das Oberoligozän.

a) Die Cyrenenmergel.

Ein Vorkommen von Oberoligozän im Bereiche des Blattes Waldböckelheim wurde erstmalig von W. WAGNER (1927) beschrieben. Dieses Vorkommen westlich des Dorfes Hüffelsheim ist das größte des ganzen Kartengebietes. Die Mächtigkeit des Cyrenenmergels beträgt dort etwa 8 m, während vom Süßwasserkalk im Hangenden des Mergels nur mehr einzelne Lesesteine als Erosionsrelikte vorhanden sind.

Bei dem Cyrenenmergel handelt es sich um grünlichgraue, teils kalkhaltige, teils kalkfreie Tone mit *Cyrena convexa* BRONGN., *Cytherea* sp. und *Potamides plicatus* BRUG.

Der hangende Süßwasserkalk gleicht in starkem Maße dem in Rheinhessen im Hangenden des Cyrenenmergels auftretenden Süßwasserkalk. Es ist ein rötlichbrauner oder grauer Kalk, der beim Anschlagen einen bituminösen Geruch erkennen läßt. An Fossilresten konnte W. WAGNER im Kalk feststellen: *Helix* sp., *Lymnea* cf. *fabula* BRONGN., *Planorbis* cf. *cornu* BRONGN., Charafrüchtchen und Pflanzenhäcksel.

Die Höhenlage des Cyrenenmergels ist bei Hüffelsheim zwischen 225 und 233 m NN.

Nördlich des Dorfes Niederhausen liegt ein weiteres nur kleines Vorkommen von Cyrenenmergel, der hier unmittelbar dem Porphyrit des Grenzlagers auflagert. Nach meiner Ansicht haben wir hier strandnahe Bildungen des Cyrenenmergels vor uns, da der Sandgehalt des Mergels ziemlich beträchtlich ist. Neben dem Leitfossil, der *Cyrena convexa* BRONGN., sind hier auch *Potamides lamarki* BRONGN. und *Potamides plicatus galeotti* NYST. sehr häufig. Auch hier ist der Süßwasserkalk noch in Form von Erosionsrelikten vorhanden.

Eine Reihe von weiteren Vorkommen von Cyrenenmergel liegen am Nordrand des tertiären Beckens in der Umgebung des Dorfes Braunweiler. Die Ausbildung des Mergels ist hier die gleiche wie die von Hüffelsheim. Das Liegende der Cyrenenmergel bilden gelbe Sande und Kiese, die zum Teil vielleicht dem oberen Meeressand (Schleichsand) zuzurechnen sind. Die Mergel enthalten viele Bruchstücke von Schalen des Leitfossils, der *Cyrena convexa* BRONGN. Der Süßwasserkalk ist hier ebenfalls noch als Erosionsrelikt erhalten.

Diese Vorkommen von Oberoligozän sind wichtig zur Feststellung von junger Tektonik. Vergleicht man die Höhenlage der einzelnen Vorkommen miteinander, so kann man erkennen, daß die Vorkommen von Braunweiler rund 70 m höher liegen als die von Hüffelsheim und Niederhausen. Diese höhere Lage des Oberoligozäns bei Braunweiler hängt zum Teil mit einer stärkeren Heraushebung des Nordflügels der Nahemulde (z. B. liegt die mitteloligozäne Küstenlinie am Heimberg südöstlich von Waldböckelheim bei 280 m, bei Braunweiler dagegen bei 300—340 m), zum Teil wurde aber auch das Oberoligozän bei Hüffelsheim und Niederhausen primär schon tiefer abgelagert (s. S. 104). Ein kleineres Vorkommen von Oberoligozän, ca. 1 km nordwestlich von Sommerloch, liegt in einem kleinen Graben, gegenüber den übrigen Vorkommen am Nordflügel der Nahemulde, um 10 m tiefer.

b) Die Süßwasserschichten.

Im Vorhergehenden wurden bereits die Erosionsrelikte des Süßwasserkalkes der kleinen Cyrenenmergelvorkommen von Niederhausen, Hüffelsheim und Braunweiler erwähnt.

Im übrigen ehemaligen mitteloligozänen Meeresraum des westlichen Mainzer Beckens finden sich an verschiedensten Stellen Süßwasserquarzstücke mit *Lymnea* cf. *fabula* BRONGN. und *Planorbis* cf. *cornu* BRONGN., die ebenfalls den Süßwasserschichten zuzurechnen sind. Sie sind durch Verkieselung aus Süßwasserkalk hervorgegangen. Manche Quarzstücke haben eine beträchtliche Größe, die sie im Verein mit der großen Härte des Gesteins vor Auflösung und Fortführung bewahrten.

Ein ziemlich großer Süßwasserquarzbrocken liegt an der Straße von Schloßböckelheim zum Rotherhof an dem Eingang zu dem am Nordhang des Leisberges gelegenen Steinbruch.

Besonders hervorheben möchte ich, daß ich solche Süßwasserquarzblöcke nur im Bereich des ehemaligen mitteloligozänen Meeresraumes finden konnte. Auch in der Staudernheimer und Feiler Bucht, besonders südlich von Feil, liegen solche Quarzbrocken in großen Mengen auf den Feldern. Letzteres Vorkommen hat O. M. REIS auf Blatt Donnersberg 1:100 000 eingetragen.

Das Sedimentationsgebiet des Süßwasserkalkes reichte vermutlich nicht über den mitteloligozänen Meeresraum hinaus. Eine besondere Stellung nehmen feine, fast rein weiße Tone ein, die südlich von Allenfeld in einer Reihe von Tongruben zu keramischen Zwecken abgebaut werden. Diesen Tönen sind einzelne, nur wenige Zentimeter mächtige Bänkchen eines porösen Kalkes mit *Limnea* cf. *fabula* BRONGN. und *Planorbis* cf. *cornu* BRONGN. eingeschaltet. Die weißen Tone dürften demnach gleichaltrig mit dem Süßwasserkalk des Mainzer Beckens sein.

3. Untermiozän. — Der Corbiculakalk.

Von einiger Bedeutung für die Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens ist es, daß es mir (1937, S. 50) gelang, bei dem Dorfe Steinhardt Miozän nachzuweisen. In der Umgebung des Dorfes, hauptsächlich auf der nur wenig südlich gelegenen Höhe, finden sich in großer Menge nur wenig kantengerundete Kalkstücke mit *Hydrobia elongata* FAUJAS und *Hydrobia obtusa brardi* FAUJAS.

Seinerzeit sprach ich diesen Kalk als Hydrobienkalk an. Nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. W. WAGNER, Darmstadt, handelt es sich jedoch um Corbiculakalk, der an verschiedenen Stellen Rheinhessens über ältere Schichten transgredierte. Auch bei dem von H. SCHOPP (1913) als Cerithienkalk angesprochenen Vorkommen bei Wendelsheim handelt es sich nach W. WAGNER um Corbiculakalk, der hier unmittelbar auf Melaphyr übergreift. Diese untermiozäne Transgression reichte also weit nach Westen, tief in die Kreuznacher Bucht hinein, wie uns das Vorkommen von Steinhardt beweist.

Unmittelbar anstehend kommt der Corbiculakalk von Steinhardt heute nicht mehr vor, vielmehr handelt es sich um letzte Erosionsrelikte, die hier noch der Abtragung und Verfrachtung widerstanden.

4. Das Pliozän.

Bei der Besprechung der mitteloligozänen Küstenlinie habe ich bereits pliozäne Ablagerungen des Hahnenbaches aus der Umgebung von Kirn, Johannisberg und Martinstein (Blatt Kirn, Gemünden und Pferdsfeld) erwähnt.

Auf Blatt Waldböckelheim finden sich gelbe Quarz- und Quarzitkiese südlich von Bockenau über dem Grenzlager des Göttelsteins, die ich ebenfalls als pliozäne Ablagerungen, und zwar des Ellerbaches, anspreche. Ein mitteloligozänes Alter kommt für diese Kiese wegen ihrer Höhenlage (340—360 m über NN.) nicht in Frage, zumal nur wenig weiter südlich, bei Steinhardt, die mitteloligozäne Küstenlinie bereits mit 300 m gegeben ist. Hinzukommt ferner, daß im Liegenden dieser Kiese keinerlei Aufarbeitung des Grenzlagers zu bemerken ist, ebenso konnten keine Fossilien gefunden werden.

Die gleichen Kiese treten nördlich von Bockenau in ziemlich weiter Verbreitung auf. Sie sind in einer Sandgrube bei P. 367 gut aufgeschlossen und zeigen hier eine deutliche fluviatile Schichtung. Auch hier konnten keinerlei Fossilien gefunden werden.

Es handelt sich bei diesen Schottern um pliozäne Terrassenablagerungen des Ellerbaches, der damals noch vermutlich nach SO floß, eine Richtung, welche er bis Bockenau innehält, um dann aber mit scharfem Knick nach Osten umzubiegen. Auf die Gründe für diese Umbiegung soll noch im Folgenden bei der Besprechung des Gewässernetzes und der Tektonik eingegangen werden.

Pliozäne Naheschotter konnten im Kartenbereich nicht nachgewiesen werden.

5. Die prämitteloligozäne Landschaftsgestaltung.

Das mit Beginn des Mitteloligozäns in den Westteil des Mainzer Beckens eindringende Meer transgredierte über eine reich gegliederte Landschaft, die während einer langen Festlandzeit der Kreide und des Alttertiärs geschaffen worden war. Alle Härtinge, wie das Kreuznacher Porphyrmassiv, das Lembergmassiv und der Porphyritstock vom Welschberg waren aus ihrer weicherer Umgebung herausgearbeitet und bildeten mit ihren höchsten Teilen Inseln im mitteloligozänen Meere.

Durch die mittel-oberoligozänen und miozänen Ablagerungen wurden die Unterschiede im Landschaftsbilde zum Teil ausgeglichen. Da indessen alle genannten tertiären Bildungen fast durchweg viel weicher sind als die im Untergrund anstehenden Gesteine des Rotliegenden, wurden durch die bereits im Pliozän neu einsetzende Abtragung viele alte Züge des Landschaftsbildes wieder enthüllt.

Die bemerkenswerteste heutige Erscheinung der alten prämitteloligozänen Landschaft ist ein Tal, das sich von Waldböckelheim bis Kreuznach nachweisen läßt.

L. HERCHENRÖTHER (1935) erwähnt als Erster dieses alte Tal: „Ebenso zog sich am S-Hang des von mitteloligozänen Konglomeraten ummantelten Welschbergs bei Waldböckelheim eine Talfurche hin, die vermutlich ihre Fortsetzung über den Rotherhof, n. des Waldböckelheimer Gewölbes nach Hüffelsheim fand; wenigstens deuten Reste auf eine ununterbrochene Verbindung hin, entlang einer Furche, die die altdiluviale Nahe viel später zeitweise wieder benützt hat.“

Am deutlichsten, auch morphologisch, tritt diese alte Talfurche in dem von Löß bedeckten Streifen, der sich mitten durch das Kreuznacher Porphyrmassiv am SO-Rand der Karte über den Lohrer Hof nach Kreuznach hinzieht, in Erscheinung. Unter dem Löß liegen hier bei dem Lohrer Hof 33 m Rupelton, wie die schon (S. 90) erwähnte Brunnenbohrung ergab. Einen Schnitt durch das alte Tal zeigt Abb. 7 auf Taf. 12.

Vom Lohrer Hof verläuft der Talzug weiter in SW-Richtung auf Hüffelsheim zu, bei welchem Orte das ganze Mittel- und Oberoligozän in der Talfurche zur Ablagerung gekommen ist. Von P. 210,4 an der Straße Hüffelsheim—Waldböckelheim bis zu letzterem Orte tritt das alte Tal wieder deutlich morphologisch in Erscheinung, da hier die weicheren Schichten größtenteils schon wieder ausgeräumt sind. Von P. 210,4 bis zum Rotherhof liegen, wie eine Reihe günstiger Aufschlüsse im Sommer 1937 ergaben, im prämittoligozänen Tale unterer und mittlerer Rupelton. Der weitere Verlauf auf Waldböckelheim zu führt zwischen den beiden sich aus Grenzlagerporphyrit aufbauenden Höhen rechts und links der Straße hindurch.

Auch bei dem Dorfe Waldböckelheim selbst tritt die prämittoligozäne Talfurche nochmals deutlich in Erscheinung und verläuft in leichtem Bogen zwischen dem kleinen Bergrücken, auf dem die evangelische Kirche steht, und dem Südhang des Welschbergs, ist hier aber oberflächlich von Löß überdeckt. Unter der dünnen Lößdecke steht indessen auch hier mittlerer und unterer Rupelton an, wie die Grabung eines Brunnens bei dem Neubau Fuchs (s. S. 91 und Abb. 8 auf Taf. 12) ergab. Weiter nach Westen zu ist der Verlauf des alten Talzuges infolge der altdiluvialen stärkeren Heraushebung der Waldböckelheimer Kuppel (s. S. 114) verwischt.

Die Sedimentation im westlichen Teile des Mainzer Beckens ging gegenüber dem eigentlichen Becken außerordentlich langsam vor sich. Demzufolge nimmt die Mächtigkeit des Rupeltones von O nach W fortschreitend ab. Nach SPANDEL (1909) beträgt dessen Mächtigkeit bei Offenbach a. M. (im Innern des Mainzer Beckens) 120 m. Bei Hüffelsheim ist seine Mächtigkeit indessen nur noch etwa 50 m. Ebenso besitzt der Schleichsand statt 40—50 m Mächtigkeit nur noch eine solche von ca. 10 m, und die Mächtigkeit des Cyrenenmergels beträgt statt 15—20 m nur noch 8—10 m. Über die Mächtigkeiten der jüngeren tertiären Ablagerungen lassen sich keine Angaben mehr machen, da es sich bei den einzelnen Vorkommen nur noch um Erosionsrelikte handelt, doch läßt sich mit Sicherheit annehmen, daß sie längst nicht die Mächtigkeiten wie im eigentlichen Mainzer Becken hatten. Daraus geht hervor, daß die Verdeckung des prämittoligozänen Reliefs nur sehr allmählich von statten ging.

Bei Traisen liegen Küstenbildungen des unteren Meeressandes höher als der Cyrenenmergel westlich von Hüffelsheim, ebenso liegen die mittoligozänen Küstenablagerungen am Heimberg viel höher als der eben angeführte Cyrenenmergel.

W. WAGNER (1927) vermutete daher, daß das Gebiet um Hüffelsheim eine eingesunkene Scholle zwischen Welschberg—Heimberg einerseits und dem Kreuznacher Porphyrmassiv andererseits darstelle. Nun zeigte aber die Bohrung bei dem Lohrer Hof, daß dort, mitten im Kreuznacher Porphyrmassiv, der mittlere Rupelton die gleiche Höhenlage einnimmt wie bei Hüffelsheim. Demnach kann das Gebiet um Hüffelsheim zum mindesten nicht gegenüber dem Kreuznacher Porphyrmassiv abgesunken sein,

Nach meiner Ansicht hängt die tiefe Lage der oberligozänen Schichten bei Hüffelsheim mit dem Relief des Untergrundes und der langsamen Sedimentation zusammen. An der Küste wurde durch die Brandung das anstehende Gestein aufgearbeitet. Das grobe Aufarbeitungsmaterial blieb an der Küste liegen und nur das feinere Material wurde abgeschwemmt und viel tiefer abgelagert. Dies läßt sich auch sehr schön am Welschberg bei Waldböckelheim beweisen. Dort liegt die Küstenlinie des unteren Mittelligozäns einwandfrei bei 305 m. Etwa 110 m tiefer, nur 500 m von der ehemaligen Küste entfernt, fand ich im unteren Rupelton des Brunnens bei dem Neubau Fuchs die gleichen Fossilien wie an der Welschbergküste. Eine Störung zwischen den beiden Vorkommen ist nicht anzunehmen. Auch hier beweist die geringe Mächtigkeit des unteren Rupeltons (4 m) die langsame und geringe Sedimentation.

Diese langsame Sedimentation bringt es auch mit sich, daß das alte Relief nur sehr allmählich und nicht vollkommen zugeschüttet wurde, und daß ebenso das Oberligozän von Hüffelsheim viel tiefer liegt als die mittelligozänen Küstenbildungen.

III. Das Diluvium.

1. Die Entwicklung des Gewässernetzes.

a) Die Nahe.

Ohne sich an die geologischen Gegebenheiten zu halten, durchbricht die Nahe in engem Tale mit einem auf den ersten Blick widernatürlich erscheinenden Lauf von der Station Waldböckelheim bis unterhalb Niederhausen die harten Eruptiva des Grenzlagers und des Lembergmassivs, um schließlich noch zwischen Münster a. Stein und Bad Kreuznach das Kreuzbacher Porphyrmassiv zu durchqueren.

L. HERCHENRÖTHER (1935), der sich mit der Talgeschichte der Nahe beschäftigt hat, gibt für den oben beschriebenen Talverlauf folgende Erklärung: Durch den mittelligozänen Meereseinbruch wurde ein uraltes Relief verschüttet und die Erosionsbasis wurde durch die wiederholten Meerestransgressionen immer höher gelegt (HERCHENRÖTHER legt dabei, um die endgültige Erosionsbasis zu erhalten, die Mächtigkeiten des rheinhessischen Tertiärs zu Grunde). Als nun das Talsystem angelegt wurde, war der ganze Untergrund im westlichen Mainzer Becken tief unter tertiären Ablagerungen begraben und der Fluß konnte von Kirn aus seinen Lauf willkürlich anlegen. Erst bei den pliozänen und diluvialen Tiefenagungen wurden die wiederauftauchenden widerständigen Porphyrmassive und die weniger widerständigen rotliegenden Sedimente angeschnitten. — Es handelt sich demnach bei dem Tal der Nahe um ein epigenetisches-vererbtes Tal.

Nun konnte ich nachweisen (s. S. 104), daß im westlichen Mainzer Becken gegenüber dem Hauptbecken vom Mittelligozän bis zum Miozän eine sehr beträchtliche Abnahme der Mächtigkeiten der Ablagerungen dieser Zeiten festzustellen ist. Man kann daher nicht theoretisch Mächtigkeiten tertiärer Schichten im westlichen Teile des Mainzer Beckens übereinanderlegen, die in Wirklichkeit nie vorhanden waren. Ferner konnte ich nachweisen, daß der Ausgleich des prämittelligozänen Reliefs längst nicht das von HERCHENRÖTHER angenommene Maß erreichte. Und schließlich befand sich das Gebiet, in dem die Nahe

die größten Widerstände zu überwinden hatte, nämlich von Station Waldböckelheim bis Niederhausen, außerhalb des mitteloligozänen Meeresraumes und vielleicht auch außerhalb des Gebietes der Sedimentation der folgenden Zeiten.

Ich kann mich daher nicht der Auffassung von HERCHENRÖTHER anschließen, zumal die Nahe selbst noch im Altdiluvium (O. M. REIS, 1921) folgenden Verlauf hatte:

Aus der Richtung von Sobernheim herkommend, nahm sie ihren Lauf quer über die Waldböckelheimer Kuppel und den Ort Waldböckelheim selbst. Weiter nach Osten benutzte sie das alte prämitteloligozäne Tal, erreichte dann allerdings zwischen Niederhausen und Norheim ihr heutiges Tal. Von der Landstraße Norheim—Niederhausen kann man noch sehr gut morphologisch den altdiluvialen Taldurchbruch der Nahe durch das Grenzlager zwischen Winkelknopf und Heitersberg erkennen.

Nach O. M. REIS (1921) wurde das Stück des heutigen Nahetals von der Einmündung des aus der Pfalz kommenden Glans bis unterhalb von Niederhausen nicht von der Nahe selbst, sondern vom Glan angelegt. So zeigt auch der Verlauf des heutigen Nahetales von der Einmündung des Glanes abwärts noch zunächst die SN-Richtung des Glantales. Ebenso wurde nach REIS das Talstück der Nahe durch das Kreuznacher Porphyrmassiv durch die von S herkommende Alsenz angelegt.

Nun konnte ich für das Gebiet der Waldböckelheimer Kuppel eine stärkere postmitteloligozäne Heraushebung nachweisen (s. S. 114). Meines Erachtens zwang diese Heraushebung, die demnach im Altdiluvium erfolgte, die Nahe zu einem Abgleiten nach S.

Die Terrassen der Nahe wurden von L. HERCHENRÖTHER (1935, S. 16 bis 40) bereits eingehend beschrieben. Demnach ist die Hauptterrasse besonders gut entwickelt. Die Mittelterrasse mit ihren drei Stufen ist bei Norheim scharf abtrennbar. Ebenso auch die Niederterrasse. Die Mächtigkeit der Schotterauflagerung dieser Terrasse konnte ich in Norheim in einem neuangelegten Brunnen feststellen, sie beträgt 5 m.

b) Der Ellerbach.

Dieser Bach entspringt am Fuße des Ellerssprings im Soonwald und fließt zunächst in SO-Richtung bis Bockenau, wo er noch in der gleichen Richtung das Grenzlager durchbricht, um dann aber scharf nach Osten umzubiegen. Diese östliche Richtung hält er dann bis Kreuznach ein, wo er in die Nahe mündet.

Von Weinsheim bis Kreuznach sind zu beiden Seiten des Ellerbaches die Nieder- und Mittelterrassen einwandfrei entwickelt, die Hochterrasse konnte dagegen nicht gefunden werden.

Die eigenartige Umbiegung des Baches bei Bockenau ist bei seiner durchgehenden SO-Richtung im Oberlauf überraschend und auf den ersten Blick unbegründet. Die Umbiegung nach O hängt meines Erachtens mit der altdiluvialen Heraushebung der Waldböckelheimer Kuppel zusammen. Bis zu dieser Zeit floß der Bach in südöstlicher Richtung auf Waldböckelheim zu, um sich dort mit der altdiluvialen Nahe zu vereinigen. Sieht man sich das Talstück des Ellerbaches zwischen dem Bockenauer Stromberg (Grenzlager) und Burgsponheim an, so fällt auf, daß auf der linken Talseite drei Nebentäler

nach SW und nicht, wie zu erwarten wäre, nach SO verlaufen. Dieser Talabschnitt wurde demnach vermutlich nicht vom Ellerbach selbst, sondern von einem Nebenbach angelegt, der, von Burgsponheim herkommend, nach W floß und sich in der Nähe des Bockenheimer Stromberges mit dem nach SO fließenden Ellerbach vereinigte. Der Unterlauf des Ellerbaches wurde aller Wahrscheinlichkeit nach nicht vom Uellerbach selbst geschaffen. Auch der von Sponheim herabkommende kleine Bach, der Börder Graben, zeigt in seinem Unterlauf, von Sponheim aus, eine SW-Richtung.

Zu dieser Zeit lieferten die heute fast trockenen linken Zuflüsse des Ellerbachs Hasselbach, Mandeler Bach und Katzenbach noch beträchtliche Wassermengen; denn bei diesen Tälern besteht eine wohlausgebildete Schotterhochterrasse. Wie stark seitdem die Wasserführung der genannten Nebenbäche nachgelassen hat, beweist uns die Tatsache, daß das Gefälle der Hochterrassen dieser Täler stärker war als das der heutigen Bäche, während z. B. beim Gräfenbach die Verhältnisse gerade umgekehrt sind.

Der Ellerbach selbst wurde, wie schon gesagt, vermutlich bei der altdiluvialen Hebung des Waldböckelheimer Gewölbes nach O abgelenkt und mußte lediglich das Talstück zwischen dem Bockenauer Stromberg und Burgsponheim ausbilden, das zudem schon durch einen Nebenbach vorbereitet war.

c) Der Gräfenbach.

Wie der Ellerbach entspringt auch dieser Bach im Soonwald und fließt im Bereich des Kartenblattes zunächst nach SSO, biegt dann aber mit scharfem Knie bei Argenschwang nach NO um, wechselt bei Dalberg nochmals die Richtung nach SO. Zwischen Dalberg und Wallhausen tritt er in die Nahemulde ein.

Die Hauptterrasse des Baches ist besonders gut entwickelt. Im Frauenwald bei Spall liegen Schotter des Gräfenbaches, die ihr zugerechnet werden müssen. Die Unterkante dieser Schotterfläche liegt etwa 60 m über dem Bach. Die Fortsetzung dieser Terrasse findet sich erst weiter talabwärts bei Wallhausen im Wallhäuser Wald. Von Wallhausen aus läßt sie sich dann bis Hargesheim gut weiterverfolgen. Zwischen diesen beiden Dörfern ist die Hochterrasse besonders gut als eine langsam nach SO fallende Fläche entwickelt. Auf ihr liegen grobe Schotter aus dem Soonwaldgebiet: Taunusquarzit- und Gangquarzgerölle, daneben Grünschieferfetzchen. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt am Steilabfall der Roxheimer Haardt, wenig oberhalb des Dorfes Roxheim, 1,5—2 m. Auch auf dem Birkenberg und auf dem Kronenberg bei Hargesheim liegen Schotter dieser Terrasse, deren Unterkante sich hier 80 m über dem Bach befindet.

Die jüngeren Terrassen sind nur im Unterlauf des Gräfenbaches von Wallhausen bis zu seiner Einmündung in den Ellerbach entwickelt. Sie konvergieren bis Wallhausen alle nacheinander mit der Talau.

Die Niederterrasse ist nur im letzten Abschnitt des Unterlaufes des Gräfenbaches bis kurz oberhalb Hargesheim nachweisbar. Sie liegt über dem Hochwassergebiet des Baches und setzt sich meist gegen die Talau mit einer kleinen Geländestufe ab.

Die Mittelterrasse ist mit ihren drei Stufen (untere, mittlere und obere Mittelterrasse) deutlich bis Wallhausen vorhanden.

Die untere Mittelterrasse läßt sich bis etwa 1,5 km oberhalb des Dorfes Hargesheim verfolgen, wo sie auf die Talaufläuft. Sie ist auf beiden Seiten des Tales deutlich erkennbar.

Die nächst höhere Terrasse, die mittlere Mittelterrasse, ist erst bei Hargesheim zu beiden Seiten des Baches ausgebildet und wird durch eine sofort auffallende Geländestufe von der unteren Mittelterrasse getrennt. An dieser Geländestufe kommt der Untergrund, der rote Sandstein der Kreuzbacher Schichten, heraus. Wenig oberhalb der Nackmühle ist dann diese Terrasse nur noch auf der rechten Talflanke erkennbar, bis sie kurz oberhalb von Wallhausen auf die Talaufläuft.

Die obere Mittelterrasse ist ebenfalls erst bei Hargesheim erkennbar und setzt sich gegen die mittlere Mittelterrasse gleichfalls mit einer Geländestufe ab, ist dann aber oberhalb der Nackmühle auch nur noch auf der rechten Talflanke nachweisbar. Sie ist auch hier von der mittleren Mittelterrasse durch eine Geländestufe getrennt.

Hier auf der linken Talflanke, auf dem nach NO geneigten Hang des Gräfenbaches, sind die Schotterfelder der mittleren und oberen Mittelterrasse weitgehend von Löß überdeckt.

2. Der Löß.

Im Bereich des Kartenblattes spielt der Löß eine ziemlich große Rolle. Vor allem bedeckt er weite Gebiete der östlichen Kartenhälfte. Für den Ackerbau bietet er die besten Böden. Hinsichtlich des Alters des Löß läßt sich folgendes anführen: Bei den Nebentälern des Ellerbaches und des Gräfenbaches reicht er bis zur Talaufläuft herab. Bei Norheim ist er bis hinab zur unteren Mittelterrasse zur Ablagerung gekommen. Es kann sich daher nur um jüngeren Löß handeln. Eine Trennung in jüngeren Löß I und II läßt sich nicht durchführen, da geeignete Aufschlüsse fehlen.

Der Löß des Kartenblattes kam demnach während der letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, zur Ablagerung. Es handelt sich bei dem Löß des Kartengebietes durchweg um echten, und nicht um Schwemmlöß. Dies beweist uns die Lagerung des Gesteins. Wir finden den Löß nämlich stets im Windschatten der Täler, auf den nach NO und O geneigten Talhängen, niemals aber auf den nach S und W abfallenden Hängen.

Oberflächlich ist der Löß weitgehend entkalkt und zu Lößlehm geworden, doch läßt sich natürlich eine Trennung von Löß und Lößlehm auf der Karte nicht durchführen. An der Grenze von Löß und Lößlehm bildeten sich aus dem vom Wasser gelösten Kalk Kalkkonkretionen, die Lößkindel oder Lößpuppen. Auch oberflächlich lassen sich bisweilen solche Lößkindel finden, die vom Pfluge mithochgerissen wurden. Bei Norheim konnte ich im Löß folgende Lößschnecken nachweisen: *Helix (Hygromia) hispida* CLESS., *Succinea (Lucena) oblonga* DRAP. und *Pupa (Pupilla) muscorum* MUELL.

IV. Das Alluvium.

Die Talauen und der Gehängeschutt.

Als alluviale Bildungen wurden auf der Karte diejenigen Ablagerungen ausgeschieden, die in historischer Zeit abgelagert wurden und die noch vor unseren Augen entstehen. Hierzu gehören einmal die Bildungen der Nahe und

ihrer Nebenbäche im Bereich der Talaue, d. h. im Hochwasserbereich der Täler. Diese Aufschüttungen können, zumal bei der Nahe, ein beträchtliches Maß erreichen.

Die Talaue der Gewässer ist meist gegen die Niederterrasse, oder, wo diese fehlt, gegen die älteren anstehenden Gesteine durch eine kleine Geländestufe getrennt.

Zur Gehängeschuttbildung neigen alle im Kartengebiet anstehenden Gesteine. Dies läßt sich im besonderen Maße bei den Schottern der Hochterrassen beobachten. Doch sind an den Steilhängen die natürlichen Verhältnisse durch tiefgehende Weinbergsrodungen stark verwischt.

B. Tektonik.

1. Die Nahemulde.

Im Anschluß an die sudetische Phase der variskischen Gebirgsbildung entstand als epikontinentale Innensenke zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem kristallinen Grundgebirge von Haardt und Odenwald die Saar-Nahesenke.

Die Entwicklung dieser Senke hat F. KUEHNE (1922) eingehend dargestellt. Im Oberkarbon beschränkte sich die Senke auf den südwestlichen inneren Teil ihres späteren Gebietes. Erst zur Zeit der Ablagerung der oberen Kuseler Schichten läßt sich ein Übergreifen der Bildungen dieser Zeit auf die randlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges feststellen. Damals reichte nach KUEHNE die Saar-Nahesenke bis in die Gegend von Frankfurt.

Die Großanlage von Pfälzer Sattel und Nahemulde beginnt nach KESSLER (1914) bereits im Oberkarbon und erfährt im Verlauf des Rotliegenden, besonders aber an der Wende Unter-Oberrotliegenden, also in der saalischen Phase eine weitere Ausgestaltung.

Zur Lebacher-Tholeyer Zeit wurde der östliche Teil der Saar-Nahesenke nochmals gehoben, denn die Ablagerungen dieser Zeiten keilen im Bereich des Kartenblattes, bei Allenfeld, nach Osten zu aus. Auch zu der Zeit, als das Grenzlager gebildet wurde, hielt diese Entwicklung noch an. Zwischen Bockenau und Burgsponheim keilt nämlich das Grenzlager aus und auch zwischen Schloß Böckelheim und Traisen nimmt die Mächtigkeit des Grenzlagers nach O zu ab.

Mit Beginn des Oberrotliegenden kam es dann zu einer neuen gewaltigen Beckenerweiterung. Zu dieser Zeit bildete sich auch das heutige NO-Achsengefälle der Nahemulde heraus. Die Waderner Schichten greifen wieder weit nach NO über, außerhalb des Kartengebietes (auf den Blättern Stromberg und Bingen), über das Sedimentationsgebiet der oberen Kuseler Schichten hinaus auf die vordevonischen und devonischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Bedingt durch das nach NO gehende Gefälle der Nahemulde finden sich die Kreuzbacher Schichten nur noch im Ostteil des Kartenblattes.

Diese Umkehrung des Achsengefälles war im wesentlichen, wie wir im Folgenden noch sehen werden, bedingt durch die Ausübung eines starken seitlichen Druckes des nordwestlichen Randgebirges auf die Senke.

Während des Unterrotliegenden und auch während der Bildung des effusiven Grenzlagers war nämlich das Achsengefälle noch nach SW gerichtet.

Mit Beginn des Oberrotliegenden aber gliederte sich die Nahemulde in weiterem Sinne in die Primsmulde mit südwestlichem Achsengefälle und in die eigentliche Nahemulde, die ein nach NO gerichtetes Achsengefälle besitzt. Dieses eigenartige Umbiegen der Achse der Großnahemulde mit dem Nohfelder Porphyrmassiv als Scheitelpunkt läßt sich etwa folgendermaßen erklären:

Bei der mit Beginn der saalischen Phase einsetzenden und sich, wie wir im Folgenden noch sehen werden, im Oberrotliegenden, besonders am Ende dieser Zeit, noch verstärkenden Einmuldung der Sedimente in der Großnahemulde, bedingt durch starken Druck seitens des nordwestlichen Randgebirges, wurde das Gebiet des Nohfelder Porphyrmassivs nur wenig von der Einmuldung betroffen. Dieses Gebiet war durch die Intrusion des Porphyrmassivs stark versteift worden.

In südwestlicher und nordöstlicher Richtung vom Porphyrmassiv weg machte sich aber die Einmuldung mehr und mehr bemerkbar, d. h. je weiter wir uns von jenem entfernen, um so mehr konnte der seitliche Druck vom nordwestlichen Randgebirge der Senke an Einfluß gewinnen, wodurch das verschiedene Achsengefälle der beiden Teilmulden der Großnahemulde zustande kam.

2. Die Welschbergmulde.

In der näheren Umgebung des Porphyritstockes des Welschbergs und rings um die fünf Porphyrkuppen des Kellersberggebietes zeigen die Tholeyer Schichten ein zum Teil steiles Einfallen auf die genannten Intrusivkörper. Letztere liegen alle auf einer Linie.

Demnach besteht im Welschberg-Kellersberggebiet eine ellipsoide Mulde.

Nach O. M. REIS (1906) ist der eigentliche Raum, in dem alle Intrusionen aus der Tiefe aufgestiegen sind, der Achsenraum der den Pfälzer Sattel begleitenden Schichtmulden.

Diese Erfahrung von O. M. REIS läßt sich auch auf die Welschberg-Kellersbergmulde anwenden; denn wie schon gesagt liegen alle die Intrusivstöcke innerhalb der Mulde fast genau auf einer geraden Linie, welche gleichzeitig die Muldenachse darstellt.

Die Entstehung dieser Spezialmulde im Bereich der Waldböckelheimer Kuppel fällt ohne Zweifel in den Beginn der saalischen Phase der variskischen Gebirgsbildung, die bekanntlich im Saar-Nahegebiet einen intensiven Vulkanismus auslöste. In der zu dieser Zeit entstandenen Mulde bildeten sich in deren Tiefstem Risse, die den Intrusivkörpern den Weg nach oben öffneten. Es kam zunächst zur Bildung der Porphyrstöcke des Kellersberggebietes, die dem gleichen Magmaherd entstammen dürften wie das nahegelegene Kreuznacher Porphyrmassiv. Zeitlich etwas später erfolgte die Intrusion des andesitischen Welschbergporphyrits.

Am NO-Hang des Kellersberges verläuft eine Verwerfung, die die Muldenachse fast rechtwinklig schneidet. An dieser Verwerfung wurde eine Scholle mit Lebacher Schichten keilartig aus dem Untergrund herausgehoben.

3. Die Waldböckelheimer Kuppel.

Der Südwestteil des Kartenblattes ist durch eine besondere tektonische Ausgestaltung gekennzeichnet. Hier erfuhren die Schichten des Rotliegenden

innerhalb der Nahemulde eine eigenartige Aufwölbung, so daß in diesem Gebiet ein Schichtgewölbe, die Waldböckelheimer Kuppel, entstand. Die hochgelegenen Teile der Kuppel waren infolge ihrer Position in besonderem Maße der Abtragung ausgesetzt, so kommt es, daß wir mitten im Oberrotliegendengebiet der Nahemulde oberflächlich unterrotliegende Schichten antreffen, und zwar in den randlichen Teilen der Kuppel Tholeyer Schichten und in der Mitte Lebacher Schichten. Durch die Waldböckelheimer Kuppel ist die Nahemulde zwischen Bockenau und dem nordwestlichen Randgebirge (Rheinisches Schiefergebirge) auf die Hälfte ihres Bereichs eingeengt.

Die nördliche Grenze der Kuppel ist etwa mit dem Ellerbachtal von Bockenau bis Weinsheim gegeben, während die südöstliche Grenze durch eine Verwerfung gekennzeichnet ist, die wenig westlich von Weinsheim in NO—SW-Richtung zur Nahe hin verläuft.

Diese Verwerfung ist nirgends unmittelbar aufgeschlossen, sie ließ sich aber im Gelände bei der Kartierung einwandfrei feststellen. Das Streichen der Verwerfung dürfte etwa 50° bis 230° betragen. Das genaue Einfallen konnte nirgends gemessen werden, doch scheint nach dem ganzen Verlauf der Verwerfung ein steiles Einfallen nach SO vorzuliegen.

Die nordwestliche Grenze der Kuppel verläuft nur zum Teil im Bereich des Kartenblattes und ist durch das Grenzlager südlich von Bockenau gegeben. Auch hier an der NW-Flanke der Kuppel scheint eine Störung vorzuliegen (Aufstieg von Thermalquellen im unteren Mitteloligozän bei Steinhardt), jedoch wird hier diese Störung durch den unteren Meeressand verdeckt.

Die südliche Grenze der Kuppel liegt fast völlig außerhalb des Kartenblattes und verläuft etwa im Nahetal zwischen Staudernheim und Station Waldböckelheim.

Zur Zeit der Ablagerung der Tholeyer Schichten erfuhr das nordwestliche Randgebirge der Saar-Nahesenke eine starke Heraushebung. Spielte während des übrigen Unterrotliegenden das südöstliche Randgebirge der Senke als Lieferant von Sedimentationsmaterial eine große Rolle, so tritt nun das nordwestliche Randgebirge (Rheinisches Schiefergebirge) an seine Stelle. Bauen sich doch die oberen Tholeyer Schichten aus groben Konglomeraten der Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges auf.

Hand in Hand mit der Heraushebung des nordwestlichen Randgebirges ging eine starke Druckausübung dieses Gebirges auf die in der Senke abgelagerten unterrotliegenden Sedimente. Zu dieser Zeit fand die erste stärkere Herausbildung von Nahemulde und Pfälzer Sattel innerhalb der Saar-Nahesenke statt. Ebenso entstand zu dieser Zeit in dem Gebiet um Kellersberg und Welschberg die Welschbergmulde. Die Folge der tektonischen Ereignisse innerhalb der Senke war der Beginn des Rotliegend-Vulkanismus. Es kam nun zunächst zur Bildung des großen Porphyrmassivs von Kreuznach—Fürfeld und der Porphyritmassive von Lemberg und Bauwald. Auch in der Welschbergmulde trat, wie wir schon sahen, der Vulkanismus in Erscheinung. Alle die genannten Ereignisse fallen in die saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung. Auf der folgenden Abb. 1 auf Tafel 12 ist in schematischer Weise der Versuch einer Darstellung der Ereignisse zu Beginn der saalischen Phase gegeben.

Die genannten Porphy- bzw. Porphyritmassive verhalten sich nun in der Folgezeit allen tektonischen Ereignissen gegenüber bedeutend passiver als die sie umgebenden Sedimentgesteine. So läßt es sich vielfach beobachten, daß die den Intrusivkörpern ehemals anlagernden bzw. auch überlagernden Schichten gegenüber den Massiven abgesunken sind. Es sei in diesem Zusammenhang die von W. WAGNER (1926) beschriebene und abgebildete große Kurparkverwerfung bei Bad Kreuznach genannt, an welcher Störung die Kreuznacher Schichten gegenüber dem Porphyrmassiv abgesunken sind. Auch an der Westgrenze des gleichen Massivs, bei Norheim, läßt sich eine Absenkung der oberen Kuseler Schichten nachweisen.

Ähnlich liegen die Verhältnisse rings um die Massive von Lemberg und Bauwald, wie O. M. REIS (1921) darlegen konnte.

Da die intrusiven Massen Hebungen und Senkungen einen größeren Widerstand leisten als die sie umgebenden Sedimente, darf man ein gleiches Verhalten auch gegenüber seitlichem Druck annehmen.

Die zur oberen Tholeyer begonnene Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges hält auch noch zur Waderner Zeit an, das beweisen uns die grobklastischen Waderner Schichten. Auch der Druck seitens des nördlichen Randgebirges erfuhr zur damaligen Zeit eine weitere Verstärkung. Daß von NW her ein starker Druck auf die Nahesenke ausgeübt wurde, zeigt sich daran, daß das Rheinische Schiefergebirge auf den Nordflügel der Nahemulde überschoben ist (vergl. S. 74).

Die Wende Unter-Oberrotliegendes war für unser Gebiet eine Zeit besonders starker tektonischer Bewegungen (Höhepunkt der saalischen Phase). Damals bildeten sich auch in den großen Mulden die effusiven Grenzlager. Für die gleiche Zeit dürfen wir auch die erste Heraushebung der Waldböckelheimer Kuppel annehmen; schließt sich doch in südöstlicher Richtung an die Kuppel die Talböckelheimer Mulde, in der das Grenzlager eine besondere Mächtigkeit besitzt. Auch die nordwestlich anschließende Restnahemulde mag damals eine weitere Ausgestaltung erfahren haben. Auffällig ist, daß das Grenzlager in der Talböckelheimer Mulde gegenüber dem in der Restnahemulde eine wesentlich abweichende Zusammensetzung und Ausbildung aufweist. Wir dürfen daher annehmen, daß zu dieser Zeit die Waldböckelheimer Kuppel schon als trennendes Gewölbe zwischen den beiden Mulden lag. Abb. II auf der beigegebenen Tafel zeigt uns einen Querschnitt durch die Nahemulde zur Zeit des Höhepunktes der saalischen Phase.

Wie kam diese eigentümliche Dreiteilung der Nahemulde in Restnahemulde, Waldböckelheimer Kuppel und Talböckelheimer Mulde zustande?

Südlich an die genannten tektonischen Einheiten schließt sich das Gebiet der großen Porphy- bzw. Porphyritmassive an. Dieses Gebiet besaß durch die in der Tiefe verankerten Massive eine gewisse Stabilität gegenüber den tektonischen Ereignissen, also auch gegenüber dem vom nordwestlichen Randgebirge der Senke ausgeübten seitlichen Druck. Infolgedessen kam es bei den Faltungsvorgängen der saalischen Phase zu einer Stauung der unterrotliegenden Schichten an dem Widerlager dieser Massive. Diese Stauung hinwiederum führte zur Bildung der obengenannten eigentümlichen drei tektonischen Einheiten innerhalb der Nahemulde, im Besonderen zur ersten und grundlegenden Heraushebung und Gestaltung der Waldböckelheimer Kuppel.

Die endgültige Gestaltung der Waldböckelheimer Kuppel fand indessen erst an der Grenze Perm/Trias in der pfälzischen Phase statt. Vorher hatte die starke Sedimentation während der Waderner Zeit, die durch die starke Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges in der saalischen Phase bedingt war, auch schließlich über die Kuppel hinweggreifen können, wie uns Komponenten des nordwestlichen Randgebirges in der Talböckelheimer Mulde beweisen. Abb. III der Tafel zeigt uns die Nahemulde zur Zeit des Oberrotliegenden.

In der pfälzischen Phase (Grenze Perm/Trias) erfuhren nun die Ablagerungen in den Mulden eine weitere starke Einmuldung (siehe Abb. IV auf Tafel).

Das Ende der pfälzischen Phase war eine Zeit starker Bruchbildung. Durch die weitgehenden Einmuldungen innerhalb der beiden, die Waldböckelheimer Kuppel begleitenden Teilmulden und durch die neue Herauswölbung der Kuppel selbst war es schließlich zu derartigen Spannungen gekommen, daß es zu Zerreißungen kommen mußte. Zu dieser Zeit mag es auch zur Bildung der südöstlichen Randverwerfung der Waldböckelheimer Kuppel gekommen sein. Jedenfalls ist das Alter dieser Verwerfung postoberrotliegend, denn bei Weinsheim liegen an ihr Kreuznacher und Tholeyer Schichten nebeneinander. Gleichzeitig bildete sich wohl auch die große Verwerfung wenig nördlich von Waldböckelheim. Nahe dem Scheitel der Kuppel kam es naturgemäß zu den größten Spannungen. Das Gewölbe konnte diese Spannungen nicht mehr aushalten und es bildete sich die große Verwerfung, an der der nördliche Teil der Kuppel abgesunken ist. Bemerkenswert ist es nun, daß diese Absenkung im Bereich des Welschberggebiets sich etwas weniger stark bemerkbar machte. Dies kommt daher, daß dieses Gebiet durch den Welschbergporphyr eine gewisse Versteifung erhalten hat, die es auf tektonische Ereignisse weniger stark reagieren lassen. Einen Eindruck vom Ende der pfälzischen Phase soll die Abb. V auf der Tafel vermitteln.

Über die Geschichte der Kuppel während des Mesozoikums lassen sich keinerlei Aussagen machen, da mesozoische Schichten im Kartenbereich vollkommen fehlen. Erst die tertiären und diluvialen Ablagerungen geben uns wieder ein Mittel in die Hand, tektonische Vorgänge, welche die Kuppel in geologisch jüngerer Zeit betrafen, nachweisen zu können. Auf sie soll im Folgenden eingegangen werden.

Die erste Anlage der Kuppel fällt in die saalische Phase und die hauptsächlichste Heraushebung an die Grenze Perm/Trias. Aber nochmals postmitteloligozän, trat, wenn auch nur in relativ geringem Ausmaß, eine stärkere Heraushebung der Waldböckelheimer Unterrotliegendenscholle gegenüber dem Gebiet der Nahemulde in Erscheinung.

An der Welschberginsel (siehe Abb. 6, Tafel 12) liegen die mitteloligozänen Küstenbildungen bis zur Höhenlinie 305 über NN hinauf, am gegenüberliegenden Heimberg dagegen nur bis 280 m über NN. Im Waldböckelheimer Wald finden sich bei P. 311,4 ebenfalls Küstenbildungen des unteren Meeressandes, also höher als am Welschberg. Dagegen liegt die mitteloligozäne Küstenlinie bei Steinhardt mit 300 m über NN bereits wieder wesentlich tiefer. Nun verläuft am NW-Hang des Heimberges in NO-Richtung auf Weinsheim zu die Verwerfung, welche das Waldböckelheimer Gewölbe von der Nahemulde abtrennt. Diese Verwerfung wurde bei der postmitteloligozänen Heraus-

hebung der Waldböckelheimer Scholle von neuem benützt, wie die verschiedene Höhenlage der mitteloligozänen Küstenbildungen an Welschberg und Heimberg erkennen läßt.

Auch südlich der Kuppel am Rande der Staudernheimer Bucht liegen die mitteloligozänen Küstenablagerungen durchweg tiefer. Aus der verschiedenen Höhenlage der mitteloligozänen Bildungen auf der Kuppel selbst, Welschberg 305 m, Waldböckelheimer Wald 312 m und Steinhardt 300 m, ergibt sich, daß bei der nachmitteloligozänen Heraushebung der Waldböckelheimer Scholle die alte kuppelartige Herauswölbungstendenz wieder aufgegriffen wurde.

Aber es gibt noch mehr Beweise für eine junge Heraushebung der Kuppel. Bei der Besprechung der prämitteloligozänen Landschaftsformen (S. 103) wurde ein altes Tal erwähnt, das sich von Waldböckelheim aus nach O bis Kreuznach verfolgen läßt. Die Fortsetzung dieses Tales nach W ist jedoch vollkommen verwischt, lediglich am Rande der Kuppel von der südöstlichen Randverwerfung bis Waldböckelheim ist das alte Tal noch erkennbar. Die im Abschnitt „Rupelton“ erwähnte Brunnenanlage bei dem Neubau Fuchs in Waldböckelheim (S. 91) ergab für die Grenze zwischen unterem und mittlerem Rupelton eine Höhenlage von 201,3 m. Dagegen liegt diese Grenze etwas weiter nach O (schon außerhalb der Kuppel) wesentlich tiefer, denn bei P. 180,4 steht im Straßengraben der Straße Waldböckelheim—Hüffelsheim noch der mittlere Rupelton an. Dieses und das Fehlen der westlichen Fortsetzung des prämitteloligozänen Tales läßt sich ebenfalls zur Begründung der jungen Tektonik im Bereiche der Kuppel anführen.

Außerdem treten die mitteloligozänen Ablagerungen im zentralen Teil der Kuppel stark zurück und dort, wo sie noch anstehen, besitzen sie nur noch eine sehr geringe Mächtigkeit.

Der letzte der anzuführenden Beweispunkte gibt uns auch einen Anhaltspunkt über das Alter der Heraushebung. Die altdiluviale Nahe hatte einen anderen Verlauf als die heutige. Sie floß von Staudernheim oder Sobornheim aus quer über die Waldböckelheimer Kuppel, durch das alte prämitteloligozäne Tal und erreichte zwischen Niederhausen und Norheim ihr heutiges Tal. Es taucht demnach die Frage auf, warum die Nahe dieses, ihr schon früh vorgezeichnete Tal, verlassen hat. Das hängt meines Erachtens mit der Heraushebung der Waldböckelheimer Kuppel eng zusammen, die den Fluß dazu zwang, sein Bett weiter nach S zu verlegen. Demnach wäre die junge Aufwölbung der Waldböckelheimer Kuppel altdiluvial.

Wie wir vorher sahen, führte ein von Norden ausgeübter starker Druck zur Stauung und zur Herauswölbung der Waldböckelheimer Scholle, wobei das südlich anschließende Gebiet der großen Porphyrbzw. Porphyritmassive als Widerlager diente. Es liegt nahe, für die junge Herauswölbung den gleichen Vorgang anzunehmen. MORDZIOL hat an Hand der pliozänen und altdiluvialen Rheinterrassen eine starke Hebung des Rheinischen Schiefergebirges gegenüber dem Mainzer Becken nachweisen können. Auch gegenüber der Nahemulde läßt sich an der alten Störung zwischen der Mulde und dem Soonwaldgebiet eine stärkere Heraushebung des Schiefergebirges feststellen.

Das zeigen uns einmal die pliozänen Terrassenablagerungen des Hahnenbaches in der Umgebung von Kirn (s. S. 96). Die Unterkante dieser Terrasse liegt südlich von Oberhausen, noch auf dem Schiefergebirge, mit 365 m. Etwa 2 km südöstlich dieses Ortes an der Straße Kirn—Dhaun auf Unterrot-

liegendem liegt diese Terrasse auf 320 m, also 45 m tiefer. Hier bei Oberhausen läßt sich demnach eine stärkere postpliozäne Hebung des Schiefergebirges gegenüber der Nahemulde beobachten. Im Bereich des Blattes Bingen—Rüdesheim liegen Küstenbildungen des oberen Meeressandes, des Schleissandes, im Binger Wald auf devonischen Gesteinen des Schiefergebirges bis zu 360 m über NN. Eine solche Höhe erreicht der Schleissand im Bereiche des Blattes Waldböckelheim nirgends.

W. WAGNER (1927) konnte an Hand der ältesten altdiluvialen Naheterrasse und eines gleichaltrigen Rheinterrassenrestes bei Trechtlinghausen eine um 35 m stärkere Hebung des Rheinischen Schiefergebirges gegenüber der Nahesenke nachweisen. Diese Hebung fand nach W. WAGNER nach Ablagerung der Hauptterrassenschotter statt, also zur gleichen Zeit, als die Nahe ihr Bett weiter nach S, aus dem Bereich der Waldböckelheimer Kuppel heraus, verlegte.

Demnach wirkte sich die altdiluviale Hebung des Rheinischen Schiefergebirges wieder mit den gleichen Erscheinungen aus, wie bei den tektonischen Vorgängen der saalischen und pfälzischen Phasen der variskischen Gebirgsbildung. So wie damals scheint das Schiefergebirge auch jetzt bei seiner altdiluvialen Heraushebung einen Druck auf die Nahemulde ausgeübt zu haben, was wiederum eine weitere Herauswölbung der Waldböckelheimer Kuppel zur Folge hatte.

V. Zusammenfassung.

In dem untersuchten Gebiete ist das Rotliegende von den oberen Kuseler Schichten bis zu den Kreuznacher Schichten aufgeschlossen. Die Söterner Schichten wurden mit F. KÜHNE (1922) nicht mehr ausgeschieden. Doch wurde eine von O. M. REIS (1921) den Söterner Schichten zugerechnete Porphyrbrekzie im Liegenden des Grenzlagers bei Norheim ihrer Lagerung zum Grenzlager wegen, nicht zu den Waderner Schichten, sondern noch zu den Tholeyer Schichten gestellt. Eine Porphyrbrekzie der „Söterner Fazies“ findet sich auch bei Rüdesheim an der NW-Grenze des Kreuznacher Porphyrmassivs, die zeitlich aber den Kreuznacher Schichten zuzurechnen ist.

Die während der saalischen Phase an der Wende Unter-Oberrotliegendes geförderten Eruptiva wurden hauptsächlich hinsichtlich ihrer Lagerung untersucht. Im Bereich des Blattes Waldböckelheim lassen sich drei Typen unterscheiden: Intrusivstöcke, Lagergänge und effusive Grenzlager. Unter den Intrusivstöcken sind besonders Welschberg und die fünf Porphyrkuppen des Kellersberggebiets westlich Weinsheim hervorzuheben. Diese liegen alle ziemlich miteinander auf einer geraden Linie, welche die Achsenlinie einer Spezialmulde, der Welschbergmulde, bildet. Diese Mulde entstand zur obersten Tholeyer Zeit, unmittelbar zu Beginn der saalischen Phase der variskischen Gebirgsbildung. Zur gleichen Zeit entstand auch mitten in der Nahemulde in erster Anlage die Waldböckelheimer Kuppel, die eine gestaute und emporgewölbte Scholle zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Gebiet der großen Porphyrbzw. Porphyritmassive von Kreuznach, Lemberg und Bauwald darstellt. Der zur Zeit der saalischen Phase ausgeübte starke Druck des nordwestlichen Randgebirges auf die Nahemulde führte zur Stauung und Aufwölbung der Waldböckelheimer Scholle an dem Widerlager der genannten Porphyrbzw. Porphyritmassive. Durch die Waldböckelheimer Kuppel wurde die Nahemulde

in drei tektonische Einheiten zerlegt, nämlich in Restnahemulde, Waldböckelheimer Kuppel selbst und in Talböckelheimer Mulde. In den beiden die Kuppel begleitenden Mulden bildeten sich an der Wende Unter-Oberrotliegendes effusive Grenzlagerdecken von verschiedener Zusammensetzung und Ausbildung, was als Beweis dafür angesehen werden muß, daß damals die Kuppel schon als trennendes Element zwischen den beiden genannten Mulden lag.

In der pfälzischen Phase, an der Wende Rotliegendes/Trias, erfuhr die Waldböckelheimer Kuppel ihre endgültige Ausgestaltung. Diese Phase der variskischen Gebirgsbildung endete im Bereich der Kuppel mit einer starken Bruchbildung. Eine letzte, wenn auch relativ geringe kuppelartige Heraushebung, erfuhr das Waldböckelheimer Gewölbe im Altdiluvium. Diese letzte Heraushebung zwang die altdiluviale Nahe, ihr Bett aus dem Bereich der Kuppel heraus weiter nach Süden zu verlegen.

Das Oberrotliegende ist mit seinen beiden Abteilungen im Bereich des Kartenblattes vertreten. Bei den Waderner Schichten lassen sich zwei Typen der Ausbildung erkennen, einmal die Normalfazies — konglomeratischer Schutt des Rheinischen Schiefergebirges — und die besondere Fazies in der Umgebung von Schloß- und Talböckelheim, die eine Folge von Porphyritkonglomeraten und -brekzien aufweist. Ein eigenartiges, gebanktes und gefaltetes Gestein am Leisberg bei Schloßböckelheim, das von O. M. REIS (1918/19) als Tonsteinschicht innerhalb der Waderner Schichten, also als Sediment, angesprochen wurde, mußte seiner höchst eigenartigen Faltung wegen als anstehender Porphyrit des Lembergtypus ausgeschieden werden.

Mesozoische Schichten fehlen im Kartenbereich vollkommen. Eine neue Sedimentationsfolge setzte erst wieder ein mit dem Meereseinbruch in den östlichen Teil der Nahemulde zu Beginn des Mitteloligozäns. Von dieser Zeit bis heute konnten, wenn bei den jüngeren tertiären Bildungen auch nur in kleinen Reliktorkommen, fast alle Ablagerungen (es fehlen Mittel- und Obermiozän) nachgewiesen werden. Das untere Mitteloligozän hat mit unterem Meeressand und Rupelton die noch heute größte Verbreitung unter den tertiären Ablagerungen. Der untere Meeressand steht fast immer in engster Beziehung zu dem Untergrund, dem er auflagert und aus welchem er auch meistens hervorgegangen ist.

Der Rupelton konnte in einer alten prämitteloligozänen Talrinne bis zu dem Dorfe Waldböckelheim verfolgt werden. Dem unteren Mitteloligozän gehören auch zwei Züge fluviomariner Schotter an.

Vom Schleichsand und vom Oberoligozän finden sich noch kleine Restvorkommen in der weiteren Umgebung der Dörfer Hüffelsheim, Niederhausen, Braunweiler und Wallhausen. Vom oberoligozänen Süßwasserkalk kommen überall im westlichen Teil des Mainzer Beckens Erosionsrelikte in Form von verkieselten Süßwasserkalkstücken vor. Zu dieser Abteilung des Oberoligozäns wurde auch ein Vorkommen von weißen Tonen südlich von Allenfeld gestellt.

Die im eigentlichen Mainzer Becken zur Corbiculazeit einsetzende Transgression griff weit nach W über, denn bei dem Dorfe Steinhardt finden sich in großer Menge Lesesteine von Corbiculakalk als Erosionsrelikte.

Pliozäne Kiese des Ellerbachs liegen bei Bockenau auf dem Götstelstein und auf den Höhen nördlich des Ortes.

Ausgehend von den mitteloligozänen Küstenverhältnissen auf Blatt Waldböckelheim wurde die ehemalige Küstenlinie weiter nach W und S verfolgt. Es zeigte sich dabei, daß die westliche Grenze des mitteloligozänen Mainzer Beckens in der Gegend von Steinhardt—Sobernheim—Abtweiler zu suchen ist.

Die gelben Kiese und Sande in der Umgebung von Kirn gehören jungpliozänen Terrassenablagerungen des bei Kirn in die Nahe mündenden Hahnenbaches an.

Von der Nahemulde aus griff das mitteloligozäne Meer mit zwei Teilbuchten, der Staudernheimer Bucht und der Feiler Bucht, auf randliche Teile des Pfälzer Sattels über. Letztere stand über die Gegend von Fürfeld (Rhein Hessen) mit dem eigentlichen Mainzer Becken in Verbindung.

Schriftenverzeichnis.

- BÖTTGER, O.: Beiträge zur paläontologischen und geologischen Kenntnis der Tertiärformation in Hessen. Diss. Würzburg 1869.
- BÖTTGER, O.: Die Odontostomien des mitteloligozänen Meeressandes von Waldböckelheim bei Kreuznach. — Deutsch. Malakozool. Ges. XXXIX. 1907.
- BUCHER, W.: Beitrag zur Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. — Geogn. Jahresh. XXVI, München 1913.
- DECHEN, H. VON: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd. II: Geologische und paläontologische Übersicht. Bonn 1884.
- DELKESKAMP, R.: Die Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen und ihre Entstehung, zumal in den Manganzlagerstätten. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. hess. geol. L.-Anst., H. 21, Darmstadt 1900.
- DELKESKAMP, R.: Über die Kristallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gyps bei ungewöhnlich großer Menge eingeschlossenen Quarzsandes. — Z. f. N., Bd. 75, Stuttgart 1903.
- DELKESKAMP, R.: Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Tertiärbeckens. — Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl., 62. Jg. 1905.
- DELKESKAMP, R.: Die alttertiären Ablagerungen an der Westküste des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. Z. f. M., Geol. u. Pal., III, Stuttgart 1909.
- GEIB, K.: Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. I. Über fluviomarine Ablagerungen im Tertiär von Kreuznach. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. hess. geol. L.-Anst., Darmstadt 1917.
- GEIB, K.: Der Südwesten Rhein Hessens in Geologie und Vorgeschichte. I. Im westlichen Mainzer Becken. — Verl. Oskar Schneider, Mainz 1922.
- GEIB, K.: Allgemeine Erdgeschichte des Kreises (Kreuznach), zugleich ein Führer durch die erdgeschichtliche Abteilung des Heimatmuseums. Verl. Oeffentl. Anz., Kreuznach 1933.
- GEIB, K.W.: Der mitteloligozäne Meeressand von Steinhardt bei Kreuznach und seine Barytkonkretionen. — Jahrsber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., Bd. XXVI, Jg. 1937.
- HELLMERS, J.H.: Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahegebietes. — Jb. d. Preuß. geol. L.-Anst., Bd. 50, II, f. 1929, Berlin 1930.
- JÜNGST, H.: Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzer Becken. C. f. Min. etc., Abt. B, Jg. 1929.
- KESSLER, P.: Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahegebiet. — Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 13, Jena 1914.
- KINKELIN, F.: Der Meeressand von Waldböckelheim. — Ber. d. Senkenb. Naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1886.
- KOKEN, E.: Über Fischotolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen oligozänen Ablagerungen. — Z. d. deutsch. geol. Ges., 36, Berlin 1884.
- KOKEN, E.: Neue Untersuchungen an tertiären Fischotolithen. Teil I 1884, Teil II 1891, Z. d. Deutsch. geol. Ges., Berlin 1884 u. 1891.

- KÜHNE, F.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. d. Preuß. geol. L.-Anst. f. 1922, Bd. XLIII, Berlin 1923.
- LASPEYRES, H.: Die hohlen Kalkgeschiebe im Rotliegenden nördlich von Kreuznach. — Z. d. deutsch. geol. Ges. XVII, Berlin 1865.
- LASPEYRES, H.: Kreuznach und Dürkheim an der Hardt. Teil I, Z. d. deutsch. geol. Ges. XIX, Berlin 1867.
- LEPPLA, A.: Die Störungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar-Nahegebietes. — Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., 52, Bonn 1895.
- LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. d. preuß. L.-Anst., Bd. XLV, Berlin 1924.
- LEPPLA, A.: Beitrag zur Stratigraphie des Soonwaldes. Jb. d. preuß. geol. L.-Anst., Bd. XLV, Berlin 1924.
- LEPSIUS, R.: Das Mainzer Becken geologisch beschrieben. Darmstadt 1883.
- LIENENKLAUS, E.: Die Ostrakoden des Mainzer Tertiärbeckens. — Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1905.
- LOSSEN, K. A.: Das Alter der Eruptivgesteine an der Nahe. — Z. d. deutsch. geol. Ges., 43, Berlin 1891.
- PAALZOW, R.: Die Foraminiferen des Cyrenenmergels und des Hydrobiontes des Mainzer Beckens. — Jahresber. d. Offenb. V. f. Naturk., 51—53, Offenbach a. M. 1912.
- REINHEIMER, H.: Stratigraphische und lithogenetische Untersuchungen in Gebieten der Blätter Pferdsfeld und Sobernheim im Nahebergland. — Abh. d. Preuß. geol. L.-Anst., H. 149, Berlin 1933.
- REIS, O. M.: Der Potzberg und seine Stellung im Pfälzer Sattel. Geogn. Jh. XVII, München 1904.
- REIS, O. M.: Die Niederkircher und Becherbacher Intrusivmassen. Geogn. Jh. XIX, München 1906.
- REIS, O. M.: Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. Geogn. Jh. XXVIII, München 1915.
- REIS, O. M.: Über Blasenentstehung in Gesteinen und über Achatbildung. Geogn. Jh. XXIX, München 1916.
- REIS, O. M.: Die Umgebung des Lemberg und Bauwaldes zwischen Münster am Stein, Altenbamberg und Odernheim. Geogn. Jh. XXXI—XXXII, München 1918/19.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (XXI) der Geognostischen Karte von Bayern, München 1921.
- REIS, O. M.: Die Nordpfälzische Faltungsguppe und die Wirkung der Erdumdrehung. — Geol. Archiv, 4, 1926.
- REUSS, E. A.: Über einige Foraminiferen, Bryocoen und Entomostraken des Mainzer Beckens. N. Jb. f. Min. etc., 1853.
- REUSS, E. A.: Über einige Anthozoen aus den Tertiärschichten des Mainzer Beckens. — Sitzb. k. Akad. f. Wiss. Mathem.-naturw. Cl., 35, Wien 1859.
- REUSS, E. A.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferenfauna (2. Folge). III. Die Foraminiferen des Septarientones von Offenbach. — Sitzb. k. k. Akad. f. Wiss. Mathem.-naturw. Cl., XLVII, Wien 1863.
- REUSS, E. A.: Über Anthocoen und Bryocoen des Mainzer Tertiärbeckens. Sitzb. k. k. Akad. d. Wiss. Mathem.-naturw. Cl., 50, Wien 1864.
- REUSS, E. A.: Die Foraminiferen, Anthocoen und Bryocoen des deutschen Septarientones. Ein Beitrag zur Fauna der mitteloligozänen Tertiärschichten. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss. Mathem.-naturw. Cl., Bd. 25, Wien 1886.
- SALOMON-CALVI, W.: Oberrheinischer Fossilkatalog. — Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1931.
- SANDBERGER, F.: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1858—1863.
- SCHOPP, H.: Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach. — Abh. der Großh. Geol. L.-Anst., Bd. I, H. 3, Darmstadt 1889.
- SCHOPP, H.: Erläuterungen zu Blatt Fürfeld der geologischen Karte von Hessen, Darmstadt 1913.
- SCHUSTER, M.: Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. — Geogn. Jh., Jg. XIX, München 1906.

- SCHUSTER, M.: Permische Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. Geogn. Jh., Jg. XXVI, 1913.
- SCHUSTER, M.: Tonsteine aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz. — Geogn. Jh., Jg. XXVI, München 1913.
- SPANDEL, E.: Der Rupelton im Mainzer Becken, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna. Ber. d. Offenb. V. f. Naturk., 43—50, Offenbach a. M. 1909.
- SPULER, L.: Marines Tertiär bei Staudernheim an der Nahe. — Geol. Rundsch., Salomon-Calvi Festschr., Bd. XXIII, 1933.
- STEUER, A.: Marine Conchylien aus dem Mainzer Becken. — Abh. d. Großh. Hess. Geol. L.-Anst., 6, Darmstadt 1912.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1924.
- STRENG, A.: Bemerkungen über die kristallinen Gesteine des Saar-Nahegebietes. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1872.
- TROSCHLER, F. H.: Über neue fossile Fische von Winterburg. — Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., Jg. VIII, 1851.
- WAGNER, W.: Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens und die Kochsalzquellen von Bad Kreuznach und Bad Münster am Stein. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. L.-Anst. f. 1923, V. F., H. 6, Darmstadt 1924.
- WAGNER, W.: Woher und wann trat das Meer zum ersten Mal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. L.-Anst. f. 1924, V. F., H. 7, Darmstadt 1925.
- WAGNER, W.: Neuaufschlüsse von Küstenbildungen des Oligozänmeeres am Westufer des Mainzer Beckens. — Jb. d. Ver. f. Naturk. zu Wiesbaden, Jg. 79, Wiesbaden 1927.
- WAGNER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen. Blatt Wöllstein-Kreuznach. — Darmstadt 1926.
- WAGNER, W.: Cyrenenmergel und Süßwasserschichten innerhalb des Pfälzer Berglandes. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. L.-Anst. V. F., H. 10, Darmstadt 1927.
- WAGNER, W.: Die Terrassen des Nahetales von Bad Münster a. Stein bis zur Mündung in den Rhein und die Beziehungen derselben zum Rheindurchbruch bei Bingen. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hses. geol. L.-Anst. V. F., H. 9.
- WAGNER, W.: Bemerkungen zur tektonischen Skizze des westlichen Mainzer Beckens. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. L.-Anst. V. F., H. 12, Darmstadt 1929.
- WAGNER, W. u. MICHELS, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen. Blatt Bingen-Rüdesheim. Darmstadt 1930.
- WEINKAUFF, H. C.: Die tertiären Ablagerungen im Kreise Kreuznach. — Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. XVI, 1859.
- WEILER, W.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens. — Abh. d. Hess. Geol. L.-Anst. Worms 1922.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — Verl. W. Ehrig, Heidelberg 1921.
- WENZ, W.: Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. — Geol. Rundsch. Bd. V, 1914.
- WIEMANN, D.: Ein neuer Aufschluß oligozäner Meeressande bei Abtweiler. Pfälz. Museum, Pfälz. Heimatk. H. 1/2, 1929.
- ZILCH, A.: Unsere Kenntnis von fossilen Perlen. — Arch. f. Molluskenkunde, 68, Frankfurt/Main 1936.
- ZILCH, A.: *Pleurodon zinddorfi*, ein Zweischaler aus dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Arch. f. Molluskenk., 69, Frankfurt/Main 1937.
- ZINDDORF, J.: Die Versteinerungen aus den Tertiärablagerungen von Offenbach a. M. — I. Teil: Die Conchylien des Rupeltones (Septarientones). — Ber. d. Offenb. Ver. f. Naturk., 66—68, Offenbach/Main 1928.

Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben unter Berücksichtigung seiner Lagerstätten.

Von WILHELM WAGNER, Darmstadt.

Mit 2 Karten, 2 Tafeln (Tafel 13—16), 4 Fig. im Text und 1 Tabelle.

In der Rheintalsenke liegen, vom Sundgau und Oberen Breisgau im Süden bis zur Rheinpfalz in Höhe von Edenkoben und bis nach Nordbaden in Höhe von Wiesloch bei Heidelberg im Norden, nachweislich unteroligozäne Ablagerungen. Das genaue nördliche Ende ist noch nicht erforscht.

Diese können aber in der Art ihrer Entstehung und somit in ihrer Ausbildung wie in der Zusammensetzung ihres Faunencharakters nicht mit dem norddeutschen marinen Unteroligozän von Lattorf oder dem Belgiens verglichen werden. Sie stellen vielmehr in der Hauptsache lagunäre Bildungen dar, die mit dem französischen Unteroligozän des Pariser Beckens, dem Sannoisien in Beziehung gebracht werden dürfen.

Wir können im südlichen Oberrheingebiet drei Arten der Ausbildung des Unteroligozäns unterscheiden (siehe Karte Tafel 13):

1. Die Randfazies in der Vorbergzone am Vogesen- und Schwarzwaldrand.
2. Die salinarische Mergelausbildung in den Senken der Rheinebene.
In diesem Gebiet können drei nordsüdlich gestreckte Becken geschieden werden.
 - a) Das Wittelsheimer Kalisalzbecken und seine südwestliche Verlängerung, der Dammerkircher Graben.
 - b) Das Münchhauser Becken zwischen Rhein-Rhone-Kanal und Rhein östlich von Ensisheim, von dem Wittelsheimer Becken durch die, unter Rheinschotter verborgene, nördliche Fortsetzung des Mülhauser Horstes getrennt.
 - c) Das badische Kalisalzbecken von Buggingen.
3. Die Kalkfazies im unteren Sannoisien (Melanienkalke) und die plattigen Steinmergel.

Auch in der Höhe der Pfalzburg-Langenbrücker Senke kann linksrheinisch im Oberrheingebiet eine Küstenfazies von einer Fazies des tieferen Wassers getrennt werden:

1. Die unteroligozänen Konglomerate des Bastberges bei Buchweiler und
2. Das Erdölgebiet von Pechelbronn.

Diesem entspricht auf badischer Seite das Gebiet von Bruchsal und Forst Langenbrücken.

Das Unteroligozän des Pariser Beckens (Sannoisien), das den norddeutschen marinen Ablagerungen von Lattorf zeitlich entspricht, baut sich aus Brackwasserabsätzen und Lagunenbildungen auf, die stellenweise und zeitweise einen starken marinen Einschlag aufweisen. Da sich, sowohl in der Schichten- ausbildung als auch in der Fossilführung, enge Beziehungen zwischen dem Sannoisien des Pariser Beckens und dem Unteroligozän des Oberrheingebietes erkennen lassen, wird dieses ebenfalls als Sannoisien bezeichnet. Beide Gebiete — Pariser Becken und Oberrheintalgraben — sind im Unteroligozän Buchten am Rande eines und desselben Meeres, die zeitweise (Versteinerungsreiche Zone) in unmittelbarer Verbindung miteinander gestanden haben müssen. Wir können dieses Meer westlich des Oberrheintalgrabens vermuten und zwar wahrscheinlich nordwestlich, da der Nordrand des Pariser Beckens auf ein nördliches Eindringen des Meeres in diese Bucht hinweist. Als Einbruchspforte für das unteroligozäne Meer in die Rheintalsenke kommt in erster Linie die Pfalzburger Mulde zwischen Vogesen und Hardt in Betracht. Beweise hierfür bringen VAN WERVEKE, W. WAGNER und H. KIEFER. Aber auch eine „Verbindung nach SW mit dem Pariser Becken“ über die Burgunder Pforte ist nach den Bohrerergebnissen von Reppe, Chavannes und Suarce, die L. MEYER 1926 festgestellt hat, als wahrscheinlich anzunehmen. Alte variskisch angelegte Elemente leben unter dem Einfluß der jetzt immer mehr bestimmend werdenden rheinischen Richtung wieder auf und sie zeichnen die Bahnen vor, auf denen das Meer in die Rheintalsenke eindringen kann.

Da die salinarische Mergelausbildung in den Senken der Rheinebene ein lückenloses Profil enthält, das durch Bohrungen und Schächte auf Kalisalze und Erdöl genau durchforscht werden konnte, soll diese zunächst besprochen werden.

a) Im Oberelsaß und Oberbaden.

Die zunächst zur Ablagerung gekommenen Schichten bestehen aus dunklen, grauen, grünen und blauen Kalkmergeln, die viel Anhydrit führen und somit als Meeresbildungen anzusehen sind. Ihnen entsprechen im Pariser Becken die Marnes supragypseuses. Die darüber folgende hellgrüne Dolomitmergelzone, Lymnaemergel des nördlichen Rheintalgrabens, stellt sich dagegen als ein Wechsel von Süß- und Meerwasserablagerungen dar, wie aus dem Zusammenvorkommen von Pflanzenresten und Lymnaen einerseits und Anhydrit andererseits hervorgeht. Die Gesamtmächtigkeit beider Zonen, das untere Unteroligozän, beträgt mindestens 170 m. Am Schluß der Ablagerung kam es wahrscheinlich zu einer Trockenlegung.

Die Konglomeratzone sah eine weitere Senkung des Gebietes. Es lagern sich Anhydrit und bisweilen etwas steinsalzführende Dolomitmergel ab. Kleine Gerölle, die nach dem Vogesenrand hin an Größe und Häufigkeit zunehmen, brachten der Zone den Namen Konglomeratzone ein. Ihre Mächtigkeit ist etwa 130 m.

Die folgende Zeit ist die der Unteren Bituminösen Zone. Sie zeigt durch das noch stärkere Auftreten von Steinsalz, in einem vom offenen Meere mehr oder weniger abgeschlossenen Becken, daß die Auffüllung durch

Sedimente ungefähr in gleichem Verhältnis zur allmählichen Senkung des Meeresbodens stand.

Der Name rührt von dem beträchtlichen Bitumengehalt der Dolomitmergel her. Steinsalz, oft durch Bitumen dunkel gefärbt, tritt in größerer Stärke auf, in der Bohrung Wittelsheim I rund 100 m, die in zahlreichen Bänken aufgeteilt sind. Die Lagune dehnte sich nach Osten im Wittelsheimer Becken bis mindestens 5 km östlich Mülhausen aus. Die Untere Bituminöse Zone ist rund 200 m mächtig.

Die Versteinerungsreiche Zone stellt im großen ganzen eine Brackwasser- bis Meeresbildung dar. Sie setzt sich zusammen aus streifigen Kalk- und Dolomitmergeln, bei denen ein steter Wechsel von bräunlichgelben, dunkelgrauen und bräunlichschwarzen Streifen charakteristisch ist. Seltener sind Kalksandsteinlagen und dichte gleichförmige Mergel, die im Gegensatz zu den schieferigen dreistreifigen Mergeln und plattigen Steinmergeln zu einer unregelmäßigen Absonderung neigen. Anhydrit tritt in Lagen auf und ist wie die meisten Mergel meist bituminös. Steinsalz fehlt. Die Zone ist besonders durch zahlreiche, oft goldgelb verkieste Versteinerungen ausgezeichnet, so *Mytilus socialis*, *Cyrena semistriata*, *Euchilus chastelii*, *Hydrobia* sp., *Eosphaeroma* sp., *Gammarus* und *Paralates Bleicheri* (SAUV.), Foraminiferen: *Textilaria inflata* (ANDR.), *Bolivina Beyrichi* (RSS.). Die Zone ist als Leithorizont sehr geeignet. Nur über ihr treten die Kalisalze auf. Die fossilführende Zone ist mit den die gleichen Versteinerungen führenden „Marnes à Cyrènes“ des Pariser Beckens gleichzusetzen, das damals durch die erweiterte Pfalzburger-Zaberner Senke mit der gesamten Rheintalbuch von der Burgundischen Pforte südöstlich Belfort (Bourogne) bis zur Südpfalz in Verbindung stand. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Zone ist 85 m.

In der „Oberen Bituminösen Zone“ folgt zunächst eine Hebung, durch die die Rheintalbuch vom offenen Meere abgetrennt wurde. In dieser Lagune kam es — stark begünstigt durch die Auslaugung nahegelegener mesozoischer Salzlager (Mittlerer Muschelkalk und Unterer Keuper) — bei einem jahreszeitlich mehr oder weniger trockenen warmen (semiariden) Klima nicht nur zur Ausscheidung von Anhydrit und Steinsalz, sondern im Oberelsaß und Oberbaden auch zur Bildung von Kalisalzen.

Entsprechend ihrer Entstehung in Lagunen in sich senkenden Gebieten sind die Lager auf besonders tiefe Teile der Rheintalsenke beschränkt.

Bisher wurden ein Hauptbecken im Oberelsaß und zwei Nebenbecken, eines im Oberelsaß und eines in Oberbaden durch Bohrungen und Schächte erschlossen. Die Ausdehnung der Lager nach Norden ist nicht bekannt. Es besteht ferner die Möglichkeit, daß sich weiter nördlich noch Kalisalzführende Becken in der Rheinebene finden.

Das Hauptbecken liegt zwischen der schmalen Vorbergzone der Vogesen bei Gebweiler-Sennheim und dem Rhein-Rhone-Kanal. Es wird nach dem Dorfe Wittelsheim „Wittelsheimer Becken“ genannt. Es hat die Gestalt einer SSW—NNO erstreckenden Ellipse, deren nördliches Ende nicht bekannt ist. Es erstreckt sich von Reiningen, 7 km westlich von Mülhausen im Süden bis mindestens Hettenschlag, 5 km westsüdwestlich von Neu-Breisach im Norden, was einer Längserstreckung von 32 km entspricht. Die Breitenausdehnung zwischen Berrweiler im Westen und Battenheim im Osten beträgt etwa 12 km. Der gesamte Flächenraum ist rund 230 qkm. Siehe Karte Taf. 14.

Das elsässische Nebenbecken geht unter dem Namen „Münchhauser Becken“. Es liegt östlich von Ensisheim zwischen dem Rhein-Rhone-Kanal und dem Rhein. Seine Ausdehnung nach Nordwesten und Norden ist nicht erforscht. Es hat eine nordnordöstliche Längenerstreckung von mindestens 4 km und eine Breite von 3 km. Es liegt zwischen den Dörfern Münch-

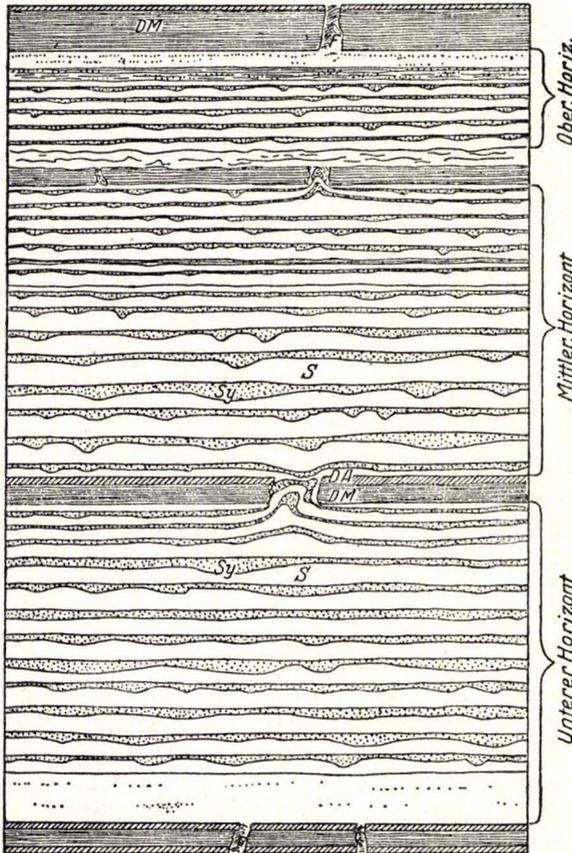


Fig. 1. Idealprofil durch das untere Kalisalzlager (Hauptlager) I: 45. *S* = Steinsalz, *Sy* = Sylvin, *F* = Fasersalz, *DM* = Dolomitmergel, *DA* = Dolomit-Anhydrit.

hausen, Banzenheim, Rumersheim und Blodelsheim, und enthält nur geringmächtige Kalisalzlagen.

Das badische Becken, das sog. „Bugginger Becken“, liegt zwischen der Schwarzwaldvorbergzone bei Buggingen-Heitersheim und dem Rhein. Es hat eine nordnordöstliche Erstreckung von mindestens 4 km und eine Breite von mindestens 2 km, doch ist bisher weder die Nord- noch die Westbegrenzung sicher festgelegt. Eine Verbindung mit dem Münchhauser Becken unter dem Rhein ist aber möglich.

Die Lage der drei Becken zueinander ist aus der Karte Figur 1 zu ersehen.

Die Schichten unter dem Kalisalzlager, die untere Partie der Oberen Bituminösen Zone, 35—40 m stark, besteht vorwiegend aus Steinsalzbänken, von denen eine bis 13,5 m stark wird und die unterbrochen werden von dünnstriefrigen dreistreifigen (gelb, braun, grau) Dolomitmergeln, Dolomit-Anhydritbänken und uneben brechenden dunkelgrauen und blauen Kalk- und Dolomitmergeln. Allen Gesteinen ist ein beträchtlicher Salz- und Bitumengehalt eigen. Dieser letztere ist wohl auf das massenhafte Absterben von meist Kleinlebewesen, salzliebenden Krebsen, seltener Fischen in dem übersalzten Wasser zurückzuführen. Das Bitumen ist meist der einzige Zeuge ihres ehemaligen Daseins, ihre Hartgebilde sind wahrscheinlich der auflösenden Wirkung der Kohlenensäure anheim gefallen, die bei der Umsetzung der Kohlenwasserstoffverbindungen entstanden ist. Es bildet sich eine Art Ölmuttergestein, in dem das Bitumen fast durchweg fest gebunden ist.

Die unmittelbare Unterlage der Kalisalzlager baut sich wie folgt von unten nach oben auf:

15—20 cm feingeschichteter dunkelblauer, bituminöser, salzreicher Mergel mit verdrückten bis 1 cm großen Steinsalzkristallen. Den Mergeln entströmt ein eigentümlicher Geruch nach Fischöl, an der Luft zerfallen sie, da die in ihnen enthaltenen leichtlöslichen Chloride Wasser aufnehmen.

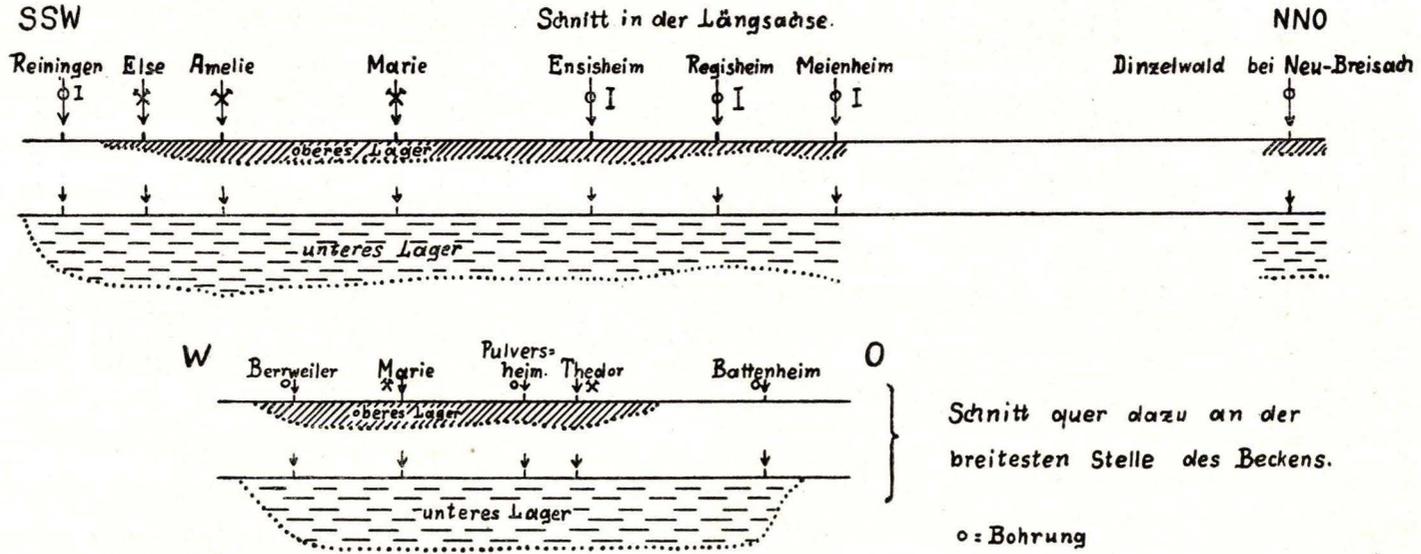
2—3 cm harter graubrauner Dolomit-Anhydrit, der gewöhnlich im unteren Teil salzfrei bis salzarm, im oberen salzreich ist. Die Unterseite des Bänkchens ist eben, die Oberseite wellig.

25—40 cm gelb bis blaugraues, meist grobspätiges Steinsalz, verunreinigt durch Anhydrit und Dolomit. Die einzelnen Steinsalzkristalle werden bis 2 cm groß. Sie zeigen oft Laugeneinschlüsse und Gaseinschlüsse (Geruch nach Schwefelwasserstoff), wodurch die milchweiße Fleckung entsteht, die dem Steinsalz vielfach eigen ist. Die 40 cm starke Steinsalzbank wird durch 7 dolomitisch-anhydritische Tonschnüre in einzelne Schichten zerlegt. Die Tonschnüre weisen einen eckigen Verlauf auf, da sie sich den Umrissen der Kristallindividuen anschmiegen, die die Schichtenoberfläche bilden. Sie sind wohl als Ablagerungen von Staub anzusehen, der von Stürmen herbeigetragen wurde. In vielen Fällen kann man in der obersten Lage hellrote Flecken beobachten, die aus Sylvin bestehen.

Über der Steinsalzlage, die bis zu 7% K_2O enthalten kann, folgt das Untere Kalisalzlager oder Hauptlager (siehe Fig. 1). Es besteht aus drei Horizonten, die durch zwei salz- und bitumenhaltige Dolomitmergelagen mit Dolomit-Anhydrit geschieden sind.

Der untere Horizont ist etwa 1,70—2 m stark; in ihn sind meist die Abbaustrecken getrieben. In nahezu horizontalen Bändern folgen bis zu 20 Lagen von Steinsalz abwechselnd mit solchen von Sylvin, wobei immer eine Steinsalzbank mit der darüber liegenden Sylvinschicht ihrer Entstehung nach eine Einheit bildet. Mit seiner Unterseite ist der Sylvin wellig in das Steinsalz eingesenkt und er schließt horizontal nach oben ab. Die wellige Liegendgrenze des Sylvins innerhalb einer solchen Steinsalz-Sylvin-Einheit hat meist eine unregelmäßige, zackige Oberfläche, entsprechend den Umrissen des auskristallisierten Steinsalzes. Bisweilen werden die einzelnen Einheiten durch eine dünne Mergelschnur voneinander getrennt. Ab und zu kommen in dem Steinsalz rote Sylvineinsprengungen vor. Alle Töne vom blassen Rosa bis zur Farbe

Mächtigkeit der Kalisalzlager im Wittelsheimer Becken. Ober-Elsaß.



Schnitt quer dazu an der breitesten Stelle des Beckens.

o = Bohrung
x = Schacht.

Längen 1:200000 ÷ Höhen 1:500

Fig. 2

Dr. W. Wagner
1938.

Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben.

des feurigglühenden Mohns sind in den Sylvinbändern vertreten. Sie stehen in scharfem Kontrast zu dem Weiß der zwischengeschalteten Steinsalzlagen und dem Braunschwarz der Tonmergelschnüre. Alle Salze sind mittel- bis grobkristallin.

Der Kaligehalt (K_2O) des unteren Horizontes des Hauptlagers beträgt im Schacht Marie bei Staffelfelden 25%.

Das Dach des unteren Horizontes bildet eine feste, glatte, dunkelbraungraue 3 cm starke Anhydritlage, unterlagert von 15 cm tonigem, schiefrigem Dolomitmergel, der reich an leichtlöslichen Salzen, insbesondere Chlorcalcium ist. Die dunkelbraunen, bituminösen, hygroskopischen Mergel enthalten rhomboedrisch verdrückte Steinsalzkristalle. Da, wo später Erdbewegungen Risse in der Anhydritdecke hervorriefen, ist diese von einem Netzwerk aus lachsrotem, weißem und seltener hellblauem bis tiefviolettblauem Fasersalz durchzogen. Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von Insektenresten und Pflanzenresten in diesen Mergelschiefern, durch FR. QUIÉVREUX bearbeitet. Es handelt sich um eine subtropische bis tropische Flora und Fauna, die durch Stürme, in Staubwolken eingehüllt, in die Salzlagune verfrachtet wurden. Diese Flora und Fauna ist mit der zu vergleichen, die FÖRSTER in den etwa gleichaltrigen Plattigen Steinmergeln im nahegelegenen Sundgau (Brunstadt) in großer Reichhaltigkeit schon 1890 gefunden hatte.

Sehr bemerkenswert ist, daß das eben besprochene Dach des unteren Horizontes, also das Zwischenmittel zwischen unterem und mittlerem Horizont, in der gleichen Ausbildung nicht nur im ganzen Wittelsheimer Becken, sondern auch im badischen Bugginger Becken auftritt.

In dem durchschnittlich 1,70 m starken mittleren Horizont schiebt sich in etwa $\frac{2}{3}$ der Höhe desselben eine rund 20 cm starke Steinsalzlage mit Tonmergelschnüren bis zu 4 cm Stärke ein. Sonst ist dieser dadurch ausgezeichnet, daß die einzelnen Sylvinbänder infolge eines hohen Eisenoxydgeltes eine dunkelziegelrote Farbe haben und daß der Wechsel von Steinsalz und Sylvin ein noch häufigerer ist als in dem unteren Horizont. Der Kaligehalt (K_2O) beträgt im Durchschnitt 20%.

Nicht so gleichmäßig wie das Zwischenmittel zwischen unterem und mittlerem Horizont ist dasjenige zwischen mittlerem und oberem Horizont ausgebildet. Im südlichen Teil bis in Höhe von Wittelsheim besteht diese Grenzschicht aus vorwiegend dunkelbraunen, bituminösen, tonigen Mergeln von 25—40 cm Stärke. Im nördlichen Gebiet wird die Schicht nicht über 30 cm stark. Sie besteht hier entweder nur aus zwei bis vier braunen Steinsalzlagen, die durch dünne Dolomitmergel voneinander getrennt sind und mit einer solchen oder einer Dolomit-Anhydritlage enden, oder diese Salze ruhen noch auf einer 8—14 cm starken Dolomitmergellage. Die Steinsalzlagen enden in groben Kristallaggregaten, sodaß die Oberfläche mit dicken Höckern und Warzen, die meist von einer dünnen Tonhaut überkleidet sind, bedeckt erscheint, was als das Charakteristische für diesen Horizont bezeichnet werden kann.

Der obere Horizont wird selten über 70 cm stark. Er erhält durch feine zahlreiche Tonstreifen in dem weißroten Steinsalz-Sylvinwechsel eine unangenehme Beigabe. Der Kaligehalt (K_2O) schwankt zwischen 16 und 23%.

In das Hangende des oberen Horizontes des Hauptlagers schiebt sich, bisher nur im Felde der Gewerkschaft Amélie I südlich von Wittelsheim nachgewiesen, eine in ihrer Mächtigkeit stark wechselnde, meist hellrote, seltener dunkelbräun-

lichrote Carnallitschicht ein, die im Maximum 1 m dick wird. Den Abschluß nach oben bildet eine 3—10 cm dicke Sylvanlage von weißer, lichtrötlicher oder auch dunkelroter Farbe. Stellenweise ist diese Lage durch eine Breccie ersetzt, die aus eckigen Mergelstücken, Sylvin und Steinsalz besteht. Im Hangenden des oberen Horizontes liegt stellenweise im Schacht Theodor eine 1—2 cm starke Lage eines Fasersteinsalzes, das tiefblaugrün und violett-blau gefärbt ist.

Rund 20 m über der Hangendgrenze des Hauptlagers setzt in Steinsalz das obere Kalisalzager auf. In der unteren Hälfte dieses Zwischenmittels überwiegen im Wechsel von Dolomitmergel, Salzton und Dolomitanhydrit mit Steinsalz die erstgenannten, in der oberen Hälfte das Steinsalz. Auch hier sind die Salztone reich an Bitumen und besonders an dem leichtlöslichen Chlorcalcium, das bis auf 5% ansteigen kann, während der Sulfatgehalt nur sehr gering ist. (Reduktion des Sulfats zu Sulfid.)

Zugleich sind in dem an Salztönen und Mergeln reichen unteren Teil des Zwischenmittels 1—2 kleine Sylvanlagen eingeschaltet, deren eine bis zu 40 cm anschwillt und einen Kaligehalt (K_2O) von 28% aufweist. Sie halten keinen bestimmten Horizont ein (1,30—2,20 und 2,70—6,00 über dem Hauptlager). Diese Sylvinbänke bilden zumeist ein Gemenge von mittelspätigem Steinsalz mit mittelspätigem ziegelrotem Sylvin und grobspätigem milchweißem Sylvin. Die großen Sylvinkristalle liegen augenartig teils dem Steinsalz, teils dem roten Sylvin eingelagert, sie zeigen ferner mitunter eine rote Umrandung oder rote Schlieren. Einzelne Sylvine zeigen eine natürliche Kristallumgrenzung.

Während der Sylvin in den drei Horizonten des Hauptlagers jeweils sich über einen Sockel von sylvinhaltigem Steinsalz mit einer Anhydritbasis aufbaut, beginnt das Obere Lager unmittelbar über dem Steinsalz. Im Oberen Lager ist die Trennung zwischen Steinsalz und Sylvin weniger scharf. Besonders charakteristisch sind helle, milchige, grobspätige Sylvine, mit roten Rändern umsäumt, sodaß diese Sylvinkristalle, die bis 4 cm groß werden, wie Augen aus dem übrigen Gestein hervortreten. Die milchige Trübung des Sylvins rührt von unregelmäßig geformten Laugen und Gaseinschlüssen her. Ferner treten im Sylvin Einschlüsse von Steinsalzwürfeln auf, die z. B. im Schacht Theodor bei Wittelsheim tiefblau gefärbt und 1 mm groß sind.

Infolge der geringmächtigen Steinsalzzwischenlagen ist das Obere Lager verhältnismäßig reicher an Kali (K_2O) als das Hauptlager. Als Mittelwert wurde 26% K_2O festgestellt gegenüber 21% im genannten Hauptlager bei Abzug der Zwischenmittel. Die durchschnittliche Mächtigkeit des Oberen Lagers kann mit 1,15 m angegeben werden. Leider wird die Güte des Oberen Lagers durch die kleinen, aber häufigen Tonbänder beeinträchtigt.

In der über dem Oberen Lager sich einstellenden Schichtenserie von rund 60 m überwiegt das Steinsalz gegenüber den stark bituminösen Salzmergeln und Dolomit-Anhydritlagen. Besonders charakteristisch sind in diesem Schichtenpaket zwei geschlossene lichtbräunliche Steinsalzbänke von etwa 8—10 m Stärke, die in allen Bohr- und Schachtaufschlüssen wiederkehrten. Sie können als Leitbänke angesprochen werden. Die Basis der oberen Leitbank liegt rund 23 m über der Oberkante des Oberen Lagers. Beide Leitbänke sind durch bituminöse, salzhaltige, dreistreifige Mergel von 3,50 m Stärke getrennt, die stets Reste von *Paralates Bleicheri* SAUV. enthalten.

Etwa die Hälfte der Oberen Bituminösen Zone, d. h. rund 60 m, besteht aus Steinsalz. Die Gesamtmächtigkeit der Zone beträgt 100—125 m.

Das Obere Kalisalzlager ist nur auf das Wittelsheimer Becken beschränkt. In dem Badischen Bugginger Becken trat allerdings, etwa 17 m über der Oberkante des Hauptlagers, in der Bohrung IV ein Kalisalzstreifen von 8 cm auf, der dem Oberen Lager entsprechen könnte, und ebenso kommt hier 2 m über dem Hauptlager eine Kalisalzlage von 37 cm vor, wie solche im Wittelsheimer Becken zwischen Oberem und Unterem Lager auftreten.

Im Schacht der Gewerkschaft Baden bei Buggingen läßt sich ebenfalls wie im Elsaß eine Dreiteilung des Hauptlagers durchführen. Das Gesamtlager ist hier 4,50 m. Die Hängebank liegt bei +221 NN, das Lager bei —664 NN, d. h. 885 m unter Tag. Der Kaligehalt (K_2O) des Lagers beträgt rund 25%.

Durch vier Bohrungen wurde das Kalisalzlager im Münchhauser Becken (Oberelsaß) nachgewiesen. Es handelt sich um das Untere Lager (Hauptlager). Es liegt zwischen 500 und 747 m Tiefe. Die größte Mächtigkeit wurde mit 1,19 m bei dem Forsthaus Blodelsheim nachgewiesen. Der Kaligehalt (K_2O) ergab sich zu 26%. Das Gebiet ist stark gestört.

Wir kommen jetzt zur Betrachtung der Ausdehnung des Hauptbeckens, des Wittelsheimer Beckens, zurück (siehe Karte Taf. 14).

Die größte Mächtigkeit des Unteren Lagers über 5 m erstreckt sich zwischen den Bahnstrecken Lutterbach—Sennheim und Lutterbach—Wittelsheim und wird durch folgende Orte begrenzt: Wittelsheim Bahnhof, Dorf Wittelsheim, Schacht Josef, Schacht Else, Bahnhof Reichweiler. Von diesem nahezu kreisförmigen Kern des Beckens aus findet eine ziemlich schnelle Abnahme nach NW, W und SW hin statt, sodaß schon 2 km WSW Bohrung Wittelsheim II, wo ein 5,12 m starkes Hauptlager nachgewiesen wurde, weder Kali noch Steinsalz auftritt. Es findet nach der Vorbergzone der Vogesen, die hier nur 2 km breit ist, eine schnelle Abnahme der Mächtigkeit und ein rasch darauf folgendes Auskeilen des Kalisalzlagers statt. Nach Südosten zu findet zunächst eine schnelle Änderung der Mächtigkeit statt. Amélie über 5 m, Max 3,80 m. Dann aber ist die Verschwächung des Flözes auf 3 km Entfernung ziemlich gering, von 3,80 auf 2,70 m, um dann schnell auf 1 km Raum völlig auszukeilen.

Ganz anders sind die Verhältnisse in ostnordöstlicher und nordnordöstlicher Richtung. In letzterer ist die Mächtigkeitsabnahme besonders gering. Amélie I 5,54 m, Wittelsheim VI — 3,2 km von Amélie I — 4,72 m, Rudolf — 3,4 km von Wittelsheim VI — 4,13 m, Ungersheim I — 3 km von Rudolf — 4,08 m, Meienheim I — 6 km von Ungersheim — sogar etwas mehr: 4,27 m. Endlich die Bohrung 850 m südöstlich von Logelnheim — 11,5 km nördlich Meienheim I — 3,20 m und im Dinzenwald — 12 km NNO Meienheim I — sogar 4,30 m. Gehen wir von Schacht Marie in östlicher Richtung: Schacht Marie 4,55 m, Theodor — 4,5 km von Marie — 4,00—4,39 m, Battenheim I — 3,5 km von Theodor — 3,46—3,61 m. Dann findet ein schnelles Auskeilen nach Osten auf 1,2 km hin statt (Fig. 2). Aus diesen Beobachtungen ergibt sich eine deutliche Kalisalzmulde von südsüdwest-nordnordöstlicher Erstreckung, die besonders tief gegen ihr südwestliches Ende hin war. Nach Nordnordosten ist die Begrenzung der Mulde weder durch Bohrungen noch durch Schächte erwiesen. Die nördlichsten Bohrungen, die kalisalzfündig waren, liegen

bei dem Orte Hettenschlag im Dinzenwald, 5 km WSW Neu-Breisach und Logelnheim, 8 km SO von Colmar.

Was die Verbreitung des Oberen Lagers anbelangt, so ist dieses im allgemeinen auf das erweiterte Gebiet der Muldenachse des Unteren Lagers beschränkt, aber es finden sich die größten Mächtigkeiten des Oberen Lagers nicht über dem Kerngebiet des Unteren Lagers, sondern im Westflügel bis dicht an die Grenze des Oberen Lagers überhaupt und auch nahe an die Westgrenze des Unteren Lagers. So beträgt die Mächtigkeit des Oberen Lagers bei Berrweiler noch 1,30 m, obwohl es hier kaum 2 km vom Rand der Hauptverwerfung der Vogesen liegt, wo weder Steinsalz noch Kalisalze gebildet wurden. Ebenso wie bei dem Unteren, dem Hauptlager, ist die Ausdehnung des Oberen Lagers in der Muldenachse nach NNO hin noch nicht ermittelt. In dieser Richtung findet sich das Obere Lager bei Meienheim mit 0,91 m und im Dinzenwald (Hettenschlag) noch mit 1,45 m also ebenso mächtig wie im Kerngebiet bei Amélie. Es gilt für beide Lager ein schnelles Auskeilen nach Westen und ein allmähliches nach Osten. So entsteht ein breiteres, 18—20 qkm großes östliches bis südöstliches Randgebiet, in dem die zwei Schächte Fernaux (Reichsland) bei Wittenheim bauen. Das Untere Lager gliedert sich hier wie folgt:

- 0,43 m Oberer Horizont mit 25,3% K_2O . Hiervon sind 18 cm Sylvin, 16 cm Steinsalz und 9 cm Mergel.
- 0,16 m Zwischenmittel.
- 0,785 m Mittlerer Horizont mit 17,6% K_2O . Hiervon sind 27,5 cm Sylvin, 44 cm Steinsalz, 7 cm Mergel.
- 0,22 m Zwischenmittel.
- 1,12 m Unterer Horizont mit 22,4% K_2O . Hiervon 60 cm Sylvin, 47 cm Steinsalz, 5 cm Mergel.

In den Randgebieten tritt mit einer Verschwächung des Kalisalzlagers eine Verstärkung der Verunreinigungen ein.

Durch zahlreiche Bohrungen wurden die Kalisalzlager in Tiefen von 330—1160 m unter Tag nachgewiesen und die Ausdehnung des Unteren Lagers zurzeit auf Grund der jetzigen Aufschlüsse mit etwa 230 qkm, die des Oberen mit etwa 115 qkm errechnet. Sehr wahrscheinlich setzen sich aber die Lager noch weiter nach Norden fort, meist jedoch in Tiefen, die dem Bergbau eine rentable Gewinnung nicht mehr erlauben. Bei Oberhergheim wurde es in 1160 m, bei Logelnheim in 908,75 m angetroffen. Doch zeigen die Bohrungen im Dinzenwald, westlich von Neu-Breisach, daß auch starke Heraushebungen einzelner Schollen noch in diesem nördlichen Gebiet mit einer Lagerlage bis zu 330 m vorkommen können.

Die abbauwürdige Gesamtmenge an Rohsalz des Oberen Lagers beträgt demnach mindestens 250 Millionen Tonnen, die des Unteren rund 1300 Millionen Tonnen, insgesamt also 1550 Millionen Tonnen. Unberücksichtigt bleiben bei diesen Zahlen die Verluste an Mächtigkeit durch Verschwächungen an Störungszonen.

Berechnung des Gehaltes an Reinkali (K_2O).

Der Mittelwert aus 29 Analysen des Oberen Lagers ergab einen Durchschnittsgehalt von 26% Kali. Der Mittelwert aus 35 Analysen des Unteren

Lagers im inneren Becken brachte einen Durchschnittsgehalt von 21% nach Abzug der tonigen und anhydritischen Zwischenmittel. Da die Analysen der Randgebiete geringere Werte erwiesen, nämlich 11—18%, so wird die Annahme von 20% nicht weit von dem wahren Zustand abweichen. Nehmen wir für das Obere Lager 25%, für das Hauptlager 20% an, so ergibt sich der Reinkali-gehalt des Oberen Lagers zu 60 Millionen Tonnen, der des Hauptlagers zu 250 Millionen Tonnen, also zusammen 310 Millionen Tonnen.

Die im badischen — Bugginger Becken — vorhandenen Mengen lassen sich noch nicht genau errechnen, doch beträgt der bisher nachgewiesene Vorrat an Reinkali mindestens 6 Millionen Tonnen.

Das Auftreten der Kalisalzlager im Oberrheintal ist im wesentlichen an tektonische Vorgänge gebunden.

Eine senkende Bewegung gestattete dem Meer im Unteroligozän den Eintritt in das Gebiet des heutigen Rheintals. Es drang sehr wahrscheinlich in der Hauptsache von dem Pariser Becken her über die Pfalzburger Mulde ein.

Das Rheintalgebiet senkte sich weit stärker als das Pariser Becken und es kam deshalb im ersteren zu einer weit stärkeren Sedimentanhäufung, die im Oligozän eine Gesamtmächtigkeit von nahezu 2500 m erreichte.

Wir haben ein in ständigem Absinken befindliches Becken, wobei im allgemeinen der Zustand der Flachsee, der Lagunen, bestehen bleibt, der nur selten einem tieferen Meere Platz macht. Die starke Sedimentation war dabei nur dadurch möglich, daß Vogesen und Schwarzwald, die Spender der Sedimente, in einer Aufwärtsbewegung sich befanden, wodurch eine dauernde Abtragung möglich wurde.

Dabei bildeten die Vogesen im Westen die Barre, die durch ihre Bewegungen den Zutritt des Meeres zur Rheintalbucht so regelte, daß zeitweise Stein- und Kalisalzablagerungen sich bilden konnten. Wir sehen das Bestreben, daß Verwerfungen im Bereich der bestehenden NO gerichteten älteren Mulden diese vertiefen, wobei diese Gräben die nordnordöstliche, rheinische Richtung einnehmen.

Im Sundgau läßt sich bei Dammerkirch ein Graben erkennen, der von VAN WERVEKE als Dammerkircher Graben bezeichnet wurde. Er erstreckt sich in südwest-nordöstlicher Richtung. Er bildet in seiner Fortsetzung in der Rheinebene, unter alluvialer und diluvialer Überdeckung verborgen, die Nordnordost ziehende Rinne, in der die Kalisalze in großer Mächtigkeit nachgewiesen wurden, das sogenannte Wittelsheimer Kalisalzbecken. Die Kalilager dieser Mulde wurden von schwachen Faltungen und Störungen betroffen, die teils eine Verkürzung der Tiefenlage der Lager durch Verwerfungen, teils eine Vergrößerung durch Überschiebung hervorriefen. Eine Verwerfung von 170 m Sprunghöhe wurde in der Verbindungsstrecke zwischen den Schächten Amélie und Max beobachtet. Es ist dies die erste durch Bergbau aufgeschlossene größere Störung innerhalb der Rheintalgrabensenke (siehe Fig. 3 und 4). Vor der Entstehung der Verwerfung fielen die Schichten zwischen den Schächten Amélie und Max mit etwa 3—9° nach Osten. Sie bildeten den Ostflügel einer nahezu Nord-Süd streichenden Antiklinalen, deren Achse nach Norden einfällt. Dieser Ostflügel wurde von einer Nordnordost streichenden, mit bis 70° nach Westen, also dem Vogesenrand zufallenden Verwerfung betroffen. Wir haben es mit einer typischen antithetischen Verwerfung zu tun, wie

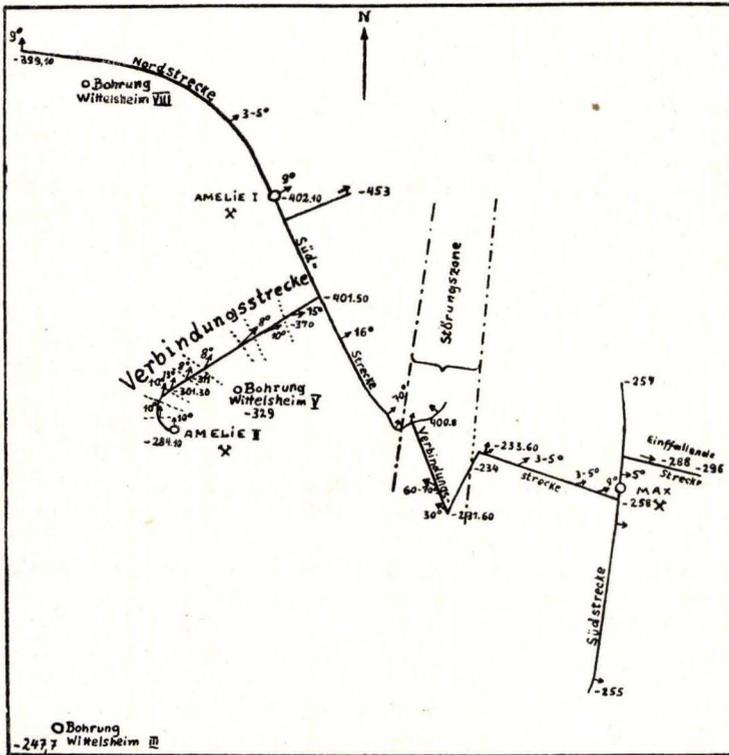


Fig. 3. Lagerungsverhältnisse des Hauptkalilagers in den Strecken der Gruben Amelie I, II und Max.
Maßstab 1:20000

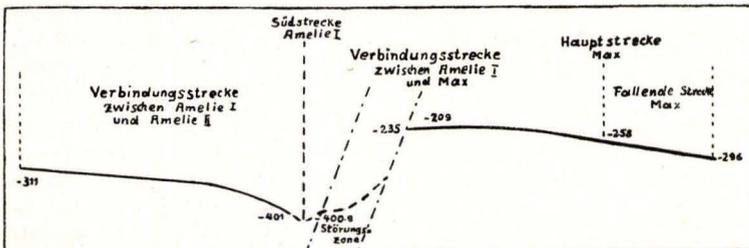


Fig. 4. Störungszone in der Verbindungsstrecke der Schächte Amelie I. u. Max im Hauptkalisalzlager.
Maßstab 1:15000.

solche auch bei dem Schachtbau angetroffen wurden und insbesondere im Unterelsaß durch die Erdölbohrungen festgestellt werden konnten.

Die höheren Schichten bis zum Auftreten des Steinsalzes sind sehr viel häufiger und besonders stärker gestört worden, als die tieferen, salzführenden Schichten. Es machen sich ferner in den höheren Schichten, neben liegenden Falten, Störungen von größerem Ausmaß geltend, die vielfach ganz flach verlaufen und von flachen Rutschflächen begleitet sind. In größeren Tiefen wurden derartige Erscheinungen nicht beobachtet oder vielmehr äußern sie sich in den salzführenden Schichten nur in Form von Aufpressungen des plastischen Salzes in Spalten (s. Taf. 15 Schachtprofil Marie).

Diese Aufpressungen können aber nicht als Salzdomes im Sinne der norddeutschen Vorkommen gedeutet werden, da es sich im Oberelsaß nur um geringe Hochbewegungen innerhalb der salzführenden Zone selbst handelt, nicht aber um eine Durchspießung des salzfreien Hangenden durch das salzführende Liegende. Die scheinbaren Salzdomes nördlich von Ensisheim (G. FRIEDEL, C. u. M. SCHLUMBERGER) sind als besonders hochgehobene Schollen aufzufassen. Über den angeblichen Salzdom von Hettenschlag berichtet DUBOIS, daß hier das Salz etwa 1000 m höher liegt, als in der Nachbarschaft, daß das Salz nur von 90 m oligozänen Mergeln bedeckt sei, deren Hangendes sich nur 10 m unter dem Diluvium befindet und endlich, daß dieses sich hier 2,50 m über die im übrigen flache Rheinebene erhebt. Er glaubt, daß diese Durchspießung des Salzdomes durch nacholigozäne und insbesondere miozäne tektonische Vorgänge veranlaßt wurde und sich noch im Diluvium und Alluvium vollzogen habe, ja er hält es für wahrscheinlich, daß sich der Vorgang noch heute weiterentwickelt.

Die Erscheinung der Abscherung, die sich deutlich im Kleinen in den Salzlagern verfolgen läßt, hat sich in den höheren Schichten in größerem Maßstab abgespielt.

Zwei tektonische Momente, aus ein und derselben Kraft hervorgegangen, wirkten im südlichen Rheintalgraben. Zunächst wirkte ein Süd-Nord-Horizontal-schub in einer Muldenbildung zwischen den starren Pfeilern der Vogesen und des Schwarzwaldes. Bei diesem Vorgang spielten aber die alten variskischen Elemente, welche den Gebirgsbau von Vogesen und Schwarzwald beherrschen, eine wesentliche Rolle. Quer über das Rheintalgebiet bildeten sich in ihm Mulden und Sättel in nordöstlicher Richtung. Dann erfolgte ein Aufreißen von Spalten in der Druckrichtung. Der Rheintalgraben bildete sich, zunächst in dem Abschnitt von der Burgundischen Pforte im Süden bis zum Nordrand der Zabern-Langenbrücker Senke im Norden. Die vertikale Komponente ist vorerst ausschlaggebend. Die ständige Senkung des Gebietes führt zu der starken oligozänen Sedimentbildung. Sie wird von vertikal verwerfenden Bewegungen begleitet. Nachdem einmal die weichen und nicht allzu stark gefalteten mächtigen Sedimente vorliegen, wirkte auf sie der Süd- und Norddruck nicht nur mit seiner vertikalen, sondern auch mit seiner horizontalen Komponente. Zur Zeit der Jurafaltung machte sich dies in der Bildung von flachliegenden Falten und Abscherungen bemerkbar.

Besonders tritt innerhalb des Wittelsheimer Beckens eine grabenförmige etwa 2 km breite nordnordost gerichtete Einsenkung in der Gegend von Pulversheim—Ungersheim in die Erscheinung (siehe Taf. 14), die sich nach Norden hin

so vertieft, daß bei Ungersheim II erst in 1200 m Tiefe die Kalisalze zu erwarten sind (Ungersheimer Graben).

An den Graben von Dammerkirch schließt sich, östlich durch Störungen getrennt, der Sattel von Illfurt an (siehe Taf. 14), dessen Sattelachse in nordöstlicher Richtung auf eine Fortsetzung im Tuniberg deutet. Er erhebt sich als Horst zwischen dem Graben von Dammerkirch und der östlich gelegenen Mulde von Landser, in deren nordöstlichem Verlauf sich in Baden das Bugginger Becken entwickelt.

Der Illfurter Sattel und besonders der von ihm sich nach Norden in rheinischer Richtung abzweigende Mülhauser Horst ist von größtem Einfluß auf den Aufbau des Oligozäns in der Rheinebene zwischen dem Wittelsheimer Becken und dem Rhein. Dies zeigen die linksrheinischen Bohrungen östlich von Ensisheim am Rhein-Rhone-Kanal und zwischen diesem und dem Rhein. Der Kanal bildet etwa die Mittellinie des unter dem Kies verborgenen und nach Norden sich senkenden Mülhauser Horstes. Diesem kommt insofern eine ganz besondere Bedeutung zu, da er nicht erst nach Ablagerung der gesamten oligozänen Schichtenfolge entstanden ist, sondern sich schon teilweise vor der Entstehungszeit der Kalisalzlager herausgebildet hatte. In dem zutage tretenden Teil des Horstes bei Mülhausen fehlen Bildungen der Unteren Bituminösen Zone und die Versteinerungsreiche Zone ist rund $\frac{1}{3}$ so stark wie im Wittelsheimer Becken. Weiter nach Norden stellt sich Steinsalz ein, doch fehlen Kalisalzbildungen. Der Mülhauser Horst schied zur Zeit der Kalisalzbildung das heutige südliche Rheintal zwischen Vogesen und Rhein in eine tiefere westliche Rinne, das Wittelsheimer Becken, und in eine weniger tiefe östliche Rinne, das Münchhauser Becken. In beiden kam es zur Ausscheidung von Kalisalzen. Möglicherweise besteht auch eine tektonische Beziehung zwischen dem Münchhauser Becken und dem Nord-Süd gerichteten Graben von Sierenz, der südlich von dem Münchhauser Becken durch den Sattel von Illfurt von diesem getrennt liegt. Es ist ein rheinisch gerichteter Graben, der die vermutlich variskisch angelegte NO streichende Mulde von Landser etwa westlich von Habsheim kreuzen dürfte.

Das Münchhauser Becken ist aber ein besonders gestörtes Gebiet, das im Süden vermutlich von der westlichen Fortsetzung der Störung der Klemmbachlinie beeinflusst wird, die von Badenweiler über Mülheim in Ost-süd-ost-West-südwest-Richtung aus dem Schwarzwald heraustritt. Die schwierigen Lagerungsverhältnisse wie die geringe Mächtigkeit des Lagers (im Maximum 1,19 m) erlauben in dem durch Bohrungen erschlossenen Münchhauser Becken wohl keinen lohnenden Abbau.

Auch im nördlichen Wittelsheimer Becken, bei Regisheim, läßt sich die Einwirkung einer Störung erkennen, die quer zum Rheintal zieht und die vermutlich mit der verlängerten Klemmbachlinie in Zusammenhang zu bringen ist.

Die wenigen Bohrungen in den letzten Jahren in der Gegend von Ober- und Niederhergheim an der Ill verraten, daß hier im Norden quer über das Rheintal setzende Störungen von bedeutendem Einfluß auf die Tiefenlage der Kalilager sind. So liegt bei Meienheim und Oberhergheim das Lager über 1100 m tief und bei Logelnheim 908 m, während in dem zwischen Oberhergheim und Logelnheim gelegenen Gebiet des Dinzenwaldes und bei Niederhergheim schon bei 360 und 465 m das untere Lager erreicht wurde.

Endlich kann man auch das badische Becken von Buggingen als tektonisch vorgezeichnet benennen. Es kommt in die nordnordöstliche Fortsetzung der im Sundgau nachweisbaren Mulde von Landser zu liegen. Innerhalb einer nord-süd streichenden, Kalisalz führenden Rinne macht sich aber eine weitere, quergerichtete Einmündung geltend, die ihre Begründung in der SO—NW ziehenden Laufener Mulde findet. Darauf ist nach SCHNARRENBARGER der bogenförmige Verlauf der 800 m Sohle bei Buggingen und das Anschwellen des Kalisalzlagers in dieser Gegend zurückzuführen. Möglicherweise ist die nordwestliche Begrenzung des Kalibeckens durch einen Ausläufer des Tunibergs in die Rheinebene bedingt.

Was die Entstehung der Kalisalzlager im Oberrheintalgraben anbelangt, so verweise ich auf meine Arbeit: Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 5. Folge, Heft 17, 1924.

Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Bituminösen Zone beträgt 100—125 m.

In der Knollenanhydrit-Steinsalzzone, die das Hangende der Oberen Bituminösen Zone bildet, herrschen noch ähnliche Bildungsumstände wie in der Oberen Bituminösen Zone. Es ist eine marine Lagunefazies, aber mit einer stellenweisen Aussüßung im oberen Teil. Es kommt nur noch zur Bildung von Steinsalz, der Bitumengehalt ist gering.

Unter den Mergeln wiegen in der unteren Hälfte die gebankten, gebänderten bis streifigen Kalk- und Dolomitmergel von grün- und braungrauer Farbe vor. Im oberen Teil treten sie mehr zugunsten von ungebankten polyedrisch absondernden Mergeln zurück. Diese sind schwach dolomitisch, mehr tonig und in ihnen herrscht eine teils graugrüne, teils schokoladebraune Färbung. Durchzogen werden die Mergel von Spalten, die bis 60 cm breit werden und die von Fasergips und Fasersalz erfüllt sind. Das Charakteristische ist das Zusammenauftreten von Steinsalzlagen und Knollenanhydritlagen. Diese bestehen aus lichtblaugrauen Anhydritknollen von stark wechselnder Größe — bis $\frac{1}{4}$ cbm. Die blumenkohlähnlichen Gebilde stellen sich meist im Liegenden und Hangenden grobkristalliner Steinsalzbänke ein. Ja, manchmal finden sich die Anhydritknollen lagenweise in den Salzbänken eingestreut oder vom Hangenden aus in das darunterliegende Steinsalz eingesenkt. Die dichten dolomitischen Anhydritbänke der tieferen Zone fehlen. Als Seltenheit findet sich in den streifigen Mergeln *Paralates Bleicheri*. Häufiger sind meist undeutliche eingeschwemmte oder eingewehte Pflanzenreste (*Glyptostrobis* cf. *europaeus* BR., *Callitris* cf. *Brongarti*. Endlich *Equisetum* sp., *Phragmites oeningensis* A. BR.). Im Schacht Marie Louise fanden sich in einem feinschieferigen dolomitischen Mergel auch Reste von *Dipteren* (Fliegen).

Eine stratigraphisch bestimmte „Limnische Zone“ ließ sich nicht ausscheiden. Limnische Einschaltungen in graugrünen, etwas sandigen Mergeln mit *Chara*-Früchtchen, *Planorbis* sp. und *Limnaeus* sp., treten in ganz verschiedenen Horizonten der Zone, meistens aber gegen Ende auf, und sind vorwiegend im Westteil des Beckens anzutreffen. Solche nicht horizontbeständige Einschaltungen sprechen für örtliche Aussüßungen der Lagune. Die Mächtigkeit der ganzen Knollenanhydrit-Steinsalzzone beträgt 360—380 m. Etwa 30% der Masse entfällt auf die Steinsalzbänke. Das erste Auftreten von Steinsalz innerhalb der Zone ist nicht an einen bestimmten Horizont gebunden.

Eine weitere Senkung, der die Gipszone ihre bis 40 m mächtige Entwicklung im Becken verdankt, leitet zum Mitteloligozän hinüber. Die Senkung ging so schnell vor sich, daß eine Salzbildung nicht mehr entstehen konnte. Die graublauen, grauen, rötlichen und schokoladebraunen, tonigen, teils ungeschichteten, teils geschichteten Mergel führen Gips und Anhydrit in Lagen und auf Klüften Fasergipse. Sie sind petrographisch schwer oder gar nicht von den tieferen Lagen des mitteloligozänen Rupeltons zu trennen. Sie sind aber frei von Foraminiferen, wie sie im Rupelton auftreten. In den oberen Gipsmergeln haben wir vermutlich eine Bildung, die zum Teil dem unteren Rupelton entspricht.

Die Gesamtmächtigkeit des Sannoisien beträgt im Oberelsaß etwa 1100 m.

b) *Unterelsaß und Bruchsal in Baden.*

Die tiefste Schichtenserie ist im Unterelsaß die „Dolomitmergel-Zone“. Die tiefsten Lagen derselben bilden dunkelgraue, vorwiegend kalkige, seltener dolomitische Mergel mit Anhydrit in Lagen und Knollen und einem stärkeren Salzgehalt. Sie können als eine marine Bildung angesehen werden und entsprechen der Kalkmergelzone im Oberelsaß. Darüber liegen vorwiegend braune Mergel mit geringen Sandsteineinschlüssen, in denen ein Wechsel von Süßwasser- und marinen Bildungen zu sehen ist (küstennahe marine Lagunenbildung). Diese beiden Stufen erreichen eine Stärke von 160 m. Der darüber folgende obere Horizont ist eine fast reine Süßwasserablagerung, es sind Sandsteinbänke führende Dolomitmergel, die reich an *Lymnaen* sind (*Lymnaenmergel*). In diesem rund 100 m mächtigen oberen Schichtenstoß herrscht die grüne Farbe in den muschelig brechenden Mergeln. In ihnen finden sich die tiefsten Erdölhorizonte des Sannoisien. Die Mergel nehmen von Westen nach Osten an Mächtigkeit ab, sodaß in der Gegend von Bruchsal die tiefsten Lagen die grünen *Lymnaenmergel* bilden. Hier werden diese Schichten von den bunten eozänen Basistonen unterlagert. Die *Lymnaenmergel* wurden bei Rot nördlich von Bruchsal mit 95 m Mächtigkeit ermittelt. Sie sind ölführend. Nach Norden, in die Südpfalz hinein, scheint zunächst keine Abnahme der Mächtigkeit einzutreten. Dolomitmergel und diese unterlagernde Anhydritmergel werden hier noch über 200 m stark.

Entsprechend der unregelmäßigen Oberfläche der dolomitischen Zone liegt im Elsaß eine Diskordanz zwischen ihr und der darüber folgenden sog. Roten Leitschicht. Sie beginnt mit einem Konglomerat und entspricht der Konglomeratzone im Oberelsaß, von der sie aber sonst in petrographischer Hinsicht stark abweicht. Wie der Name sagt, baut sich die Schichtenfolge hauptsächlich aus verschiedenen rotgefärbten Mergeln (Dolomitmergeln) und Tonen auf. Nach dem Hangenden der Schichten stellt sich eine immer stärker hervortretende Grünfärbung derselben ein. Charakteristisch sind ferner kleinere Anhydritknollen, die randlich meist in Gips umgewandelt sind. VAN WERVEKE bezeichnete die Schicht als Leitschicht, da man anfänglich glaubte, daß sie die Basis der ölführenden Schichten darstellt, doch treten solche noch unter der Roten Leitschicht auf. Sie stellt eine abgeschlossene Lagunenbildung mit starkem Salzgehalt dar. Ihre größte Mächtigkeit befindet sich etwa bei Pechelbronn mit 150 m, im Westen wird sie durch die Rheintalspalte abgeschnitten. Südlich von Hagenau und östlich von Betschdorf keilt sie ganz allmählich aus, über ihr nördliches Ende bestehen nur Vermutungen, doch scheint sie noch

weit in die Südpfalz hineinzureichen. Jedenfalls wurde sie im Bienwald bei Büchelberg noch mit 25 m Stärke durchbohrt. In den badischen Bohrungen wurde die Rote Leitschicht nicht angetroffen.

Die Schichten über der „Roten Leitschicht“ werden als „Untere Pechelbronner Schichten“ bezeichnet. In ihnen herrscht ein Wechsel zwischen marinen und limnischen Schichten. Es treten buntfarbige, dolomitische Süßwassermergel mit grauen, sandigen Einlagerungen, Lymnaenkalke, und plattige, brackische Tonmergel auf. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 80 und 150 m. Eine Gliederung innerhalb der unteren Pechelbronner Schichten, die sandige Erdölhorizonte enthalten und der Unteren Bituminösen Zone im Oberelsaß entsprechen, konnte nicht durchgeführt werden. Die Unteren Pechelbronner Schichten finden sich bei Bruchsal in einer Stärke von 80—90 m. Blaugraue und ockerbraune und grellrot gefärbte Mergel, also anders gefärbte Mergel als im Elsaß, mit einem örtlich wechselnden Sandgehalt.

Eine Leitschicht, welche für die Erschließung der Erdöllager von großer Bedeutung ist, trennt die „Unteren“ von den „Oberen Pechelbronner Schichten“. Es ist die „Fossilzone“, auch fossilreiche Zone genannt, die der Leitschicht in der Burgundischen Pforte (Bourogne), im Sundgau, im Oberelsaß und Oberbaden, der „Versteinerungsreichen Zone“, und damit den Marnes à Cyrènes des Pariser Beckens gleichzusetzen ist. Sie baut sich aus grauen und braunen, plattigen, schiefrigen Mergeln auf, die, wie die Fossilien dartun, seichtmariner Entstehung sind. Nach GIGNOUX, C. HOFFMANN und O. HAAS gliedert sich die Fossilzone, wie folgt, von unten nach oben:

a) Mytilusmergel 25—30 m

Einzelne Bänke sind völlig von Mytilus oder Dreissensschalen erfüllt. Im Norden vereinigen sich mit ihnen Cyrenenbänke.

b) Bryozoenmergel 3—6 m

Starke, graue Mergel, die durch ihr Auftreten von Bryozoenkolonien, die nur auf diese Lage beschränkt sind, eine besondere stratigraphische Bedeutung haben. In dieser Zwischenzone tritt ferner Gammarus auf.

c) Hydrobienmergel (Hydrobiendach) 30—40 m

Graue Mergel mit zahlreichen, meist in Pyrit umgewandelten Steinkernen von Hydrobien. Ferner finden sich Fischreste und eine Einschaltung von Cyrenenbänken, die nach Norden hin zurücktreten.

Nach HOEHNE führen die Mergel der Fossilzone auch schon Foraminiferen, die als Vorläufer der mitteloligozänen Foraminiferenmergel (Rupelton) bezeichnet werden können. Die Fossilzone greift auch auf das rechte Rheinufer in der Langenbrückener Senke über, wo sie sich bei Bruchsal in folgendes Profil von unten nach oben aufteilt:

1. Anhydritknollenzone 5 m

Braungebänderte Mergel mit Anhydrit und Kalksandsteinen.

2. Muschelzone 20 m mit

Cyrena convexa BR., *Mytilus socialis* SDB., *Pecten* sp. *Hydrobien*. Ockerbraune, blau und rot gefleckte Bändermergel und bituminöse Kalksandsteine.

3. Kalksandsteinzone 6 m

4. Fossilfreie Mergelzone 11 m

Sandige und tonige buntgefleckte Bändermergel,

Über den geringmächtigen Konglomeraten, die im Hangenden der Fossilzone liegen und eine Transgression bezeichnen, folgen die „Oberen Pechelbronner Schichten“. In ihnen liegen die meisten Ölhorizonte. Die Oberen Pechelbronner Schichten treten in zwei verschiedenen Fazies auf, welche durch eine Ostnordost-West-südwest ziehende Linie geschieden sind. Diese verläuft quer durch das Rheintal von nördlich Sulz u. d. Wald bis nördlich Gunstett.

Die südliche Fazies wird auch die normale Fazies, die nördliche die Süßwasserfazies von Pechelbronn genannt. Die normale Fazies ist eine marine oder brackische Buchfazies (Foraminiferen), die bald stärker, bald schwächer durch hinzutretendes Süßwasser beeinflusst wird.

Die normale Südfazies wurde von GIGNOUX und C. HOFFMANN in sechs Zonen zerlegt; von unten nach oben:

1. Zone von Glaswinkel 8—14 m

Anhydritknollen führende, rote, marine Mergel mit sandigen Einschaltungen.

2. Tiefere Zwischonzone 46 m

Vorwiegend gebänderte, graue Mergel lagunärer Entstehung mit *Eosphaeroma*, untergeordnet grüne, etwas sandige Süßwassermergel.

3. Die Anhydritknollenzonen 25—31 m

Vorwiegend rötliche, marine Mergel mit Knollenanhydrit, untergeordnet dünne Süßwassereinschaltungen (sandige Mergel mit *Limnaea*).

4. Die obere Zwischenschicht 21 m

Wechsel von geschichteten marinen Mergeln mit grünen, sandigen, *Lymnäen* führenden Süßwassermergeln.

5. Zone der Steinsalzpseudomorphosen 29 m

Graue, braune und bunte, meist dolomitische Mergel, teils mariner, teils limnischer Entstehung. Charakteristisch ist das häufige Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen auf den Schichtflächen der streifigen Mergel.

6. Die Fasergipszone 80—88 m

Sie stellt einen Wechsel von brackischen, graubraunen Fasergipse führenden Mergeln mit grünen, uneben brechenden, mehr oder weniger sandigen Süßwassermergeln dar. Pflanzenhäcksel ist häufig.

Die Gesamtmächtigkeit der bunten Mergel der normalen Fazies der Oberen Pechelbronner Schichten beträgt rund 230 m. Foraminiferen, die in manchen Mergeln nachgewiesen wurden, beweisen deren marinen Charakter und andere zeigen durch ihre Fossilführung, die in *Limnäen*, Unionen und Planorben besteht, daß sie im Süßwasser entstanden sind.

Die Pechelbronner Süßwasserfazies, die nördliche Fazies. Sie baut sich aus einer mächtigen Folge von rötlichen und gelblichen Mergeln, Sandsteinen, Sanden und Kalken auf, die alle Absätze des Süßwassers sind, wie das Auftreten von *Lymnäen*, Anodonten, Melanien und Planorben in allen Horizonten gezeigt haben. An den Rändern der Bucht treten Konglomerate auf und von Norden kommende Flüsse schieben in rinnenartigen Gebilden ihre Gerölle weit nach Süden in das Becken hinein. Eine Untergliederung ließ sich in den 300 m starken Ablagerungen nicht durchführen. Zwischen der Nord- und Südfazies liegt eine Zone, in der das Ineinandergreifen von Bildungen des Süß- und Salzwassers besonders auffallend ist. Ganz im Norden bei Lobsann ist die Süß-

wasserfazies vorwiegend kalkig entwickelt. Ihr oberster Teil entspricht dem Asphaltkalk und den Bernstein führenden Ligniten von Lobsann (*Anthra-cotherium alsaticum* CUV.).

Die Oberen Pechelbronner Schichten in beiderlei Ausbildung werden von dem Rupelton, den Foraminiferenmergeln des Mitteloligozäns gleichmäßig überlagert. Bei Bruchsal werden die Oberen Pechelbronner Schichten bis 100 m stark. Die dolomitischen Mergel sind auffallend rot und gelbbraun gefärbt. Nach unten nimmt der Gehalt an Anhydrit und Gipsknollenlagen immer mehr zu. Einschaltungen von Konglomeratlagen mit Geröllen des Lias, Dogger und älteren Tertiärs treten auf. In der Südpfalz ist die Mächtigkeit des gesamten oberen Sannoisien (Rote Leitschicht bis zum oberen Ende der Oberen Pechelbronner Schichten) etwa die gleiche wie im Unter-Elsaß (750 bis 850 m), bei Bruchsal etwa 360 m.

Die Erdöl- und Asphallagerstätten im Elsaß und Baden.

Das Gebiet, in dem abbauwürdige Vorkommen von Erdöl und Asphalt bekannt geworden sind, liegt im Rheintal in der weiteren Umgebung von Sulz unter dem Wald zwischen Hagenau und Weißenburg, vorzugsweise bei Pechelbronn, und neuerdings in kleinem Ausmaß bei Bruchsal in Baden (Langenbrücken, Forst, Ubstadt, Weingarten, Krotzingen). Der Asphalt wird ausschließlich bei Lobsann nordwestlich von Pechelbronn in den Oberen Pechelbronner Schichten gewonnen. Das in Ausbeute befindliche Gebiet hat eine Längenerstreckung von etwa 25 km und eine Breitenausdehnung von rund 10 km. Ferner fanden sich Erdöl und Erdgase in geringer Menge im Bienwald in der Südpfalz und bei Godramstein. Die neueren Erdölfunde in Rheinhessen sind ebenso wie die Asphalte von Mettenheim und das Erdölvorkommen von Heppenheim an der Bergstraße jüngere Bildungen, die nicht dem Sannoisien entstammen. Dasselbe gilt von dem Steinsalzlager bei Worms.

Eine Übersicht über die stratigraphische Lage der Ölhorizonte im Elsaß unter Berücksichtigung des Auftretens von Leicht- und Schwerölen gibt das beigefügte Normalprofil von Pechelbronn, das durch KRAISS und HOFFMANN aufgestellt wurde (Taf. 16). Die jüngsten Schichten, in denen bisher Öllager im Unterelsaß erschlossen wurden, sind die sog. Melettaschiefer, also marine obermitteloligozäne Schichten, die dem Schleichsand im Mainzer Becken etwa entsprechen. Sie bilden einen Wechsel von grauen Mergeln mit glimmerhaltigen Sanden und Kalksandsteinen. Einige der Sandlagen sind nicht allzu reichlich mit Erdöl imprägniert. Bisher wurden im Unterelsaß Petrolsande aus diesem geologischen Horizont nur bei Schwabweiler und Schweighausen ermittelt. Es sind nur Speichergesteine, in die Erdöl aus den tieferen Schichten des Sannoisien eingewandert ist. In etwas älteren Schichten, in sandigen Mergeln, die den unteren Foraminiferenmergeln vermutlich entsprechen, liegen die bituminösen Sande von Drachenbronn, nördlich von Pechelbronn.

Alle übrigen tertiären elsässischen Ölhorizonte gehören dem Unteroligozän, Sannoisien, an.

Vorwiegend treten sie hier in den Ablagerungen über der Roten Leitschicht, also in den beiden Pechelbronner Schichten und in der sie trennenden Fossilzone auf. Bei Pechelbronn wurden 13 verschiedene Öllager über der Roten Leitschicht festgestellt, von denen diejenigen, welche 58—190 m

über der Roten Leitschicht liegen, die reichste Ölführung aufweisen. Aus diesem Horizont stammen auch die bei dem Anbohren der Lager empordringenden Springölquellen. In der Gegend von Dürenbach-Morsbronn wurden vier bedeutende Ölhorizonte ermittelt, bei Oberstritten und Glaswinkel sechs. Mindestens die gleiche Anzahl ließ sich bei Ohlungen feststellen, wobei die reichste Ölschicht etwa 80 m über der Roten Leitschicht liegt.

In der Roten Leitschicht finden sich keine ölführenden Gesteine. Sie ist eine Buchtbildung mit stark salzhaltigem Wasser.

Aber noch unter ihr, in der Dolomitmergel-Zone, wurde neuerdings ein reicher Ölhorizont an mehreren Stellen nachgewiesen, der noch 70 m unter der Roten Leitschicht liegt. Aus dieser Zone (dem Lymnäenmergel) stammt auch das Erdöl im Bruchsaler Gebiet. Es ist zu vermuten, daß diese Zone einen ursprünglichen Ölhorizont darstellt.

Eine Ausnahme bildet das Auftreten von Leichtöl in Bohrungen zwischen Ohlungen und Wintershausen. Hier tritt Öl in klüftigen Kalken und Kalksandsteinen des Jura auf. Es stoßen hier jurassische und tertiäre sandige Schichten aneinander, wodurch günstige Bedingungen für das seitliche Einwandern des tertiären Öls in zur Aufnahme geeignete Juraschichten gegeben war.

Das Gleiche gilt für das Vorkommen von Öl in Jurakalken, Rhät-sandsteinen und in Keupersandsteinen im Bruchschollengebiet bei Bruchsal.

Man findet die Erdölhorizonte sowohl in dem einheitlichen Süßwasserkomplex der Nordfazies von Pechelbronn als auch in den lagunären Wechselbildungen, die in der Mehrzahl im unterelsässischen Ölgebiet auftreten. Das Öl ist also im Elsaß nicht an den Wechsel von Ablagerungen des Meeres und des Süßwassers gebunden.

Weitaus die meisten elsässischen Öle sind Leichtöle mit starker Paraffinbasis.

Die Schweröle mit Asphaltbasis sind nur auf die nördlichen Gebiete beschränkt und herrschen hier vor allem in der Süßwasserfazies der Oberen Pechelbronner Schichten. In diesem Gebiet sieht man, daß die Schweröle die höheren Horizonte, die Leichtöle die tieferen Horizonte einnehmen. In dem übrigen Erdölgebiet erkennt man aber, daß Leichtöle bisweilen bis 50 m unter der Oberfläche ansteigen können, daß also keinerlei Oxydationsvorgänge bei den Leichtölen in den höheren Regionen eingetreten sind.

Das Vorkommen des Erdöls innerhalb der oligozänen Schichten ist an bestimmte Gesteine gebunden. Es sind diese Ölträger Sandsteine oder Sande. Der Abbau der unterelsässischen Ölsande im Stollenbetrieb, der sich seit 1916 innerhalb der Sande selbst vollzieht, erlaubt eine genaue Umgrenzung der durch fünf Schächte erschlossenen ölführenden Schichten.

Danach erfüllt das Öl feine Sande, vielfach mit diskordanter Kreuzschichtung, die auskeilende Bänke bilden. Diese sind ringsum von Mergeln umgeben.

Die Dicke der Erdölflöze schwankt bei Pechelbronn zwischen 0,3 und 2 m und steigt bis zu 4 und 5 m an. Die Lagerstätten erstrecken sich bis zu 800 m, im allgemeinen in der Nordnordost—Südsüdwestrichtung und haben eine Breite bis zu 200 m. Es sind richtige Bänke innerhalb eines Schichtenverbandes, die von Erdöl imprägniert sind.

Die Verteilung des Öls innerhalb der Ölhorizonte. In einem gefalteten Gebiet ist das Öl und das Gas immer an die höchsten Erhebungen

der ölführenden Schichten, die Antiklinalen, gebunden. Das unterelsässische Gebiet weist aber keine nennenswerten Faltungen innerhalb der Tertiärschichten auf. Die Schichten sind aber mit durchschnittlich 5° nach Südosten gerichtet. Wir müssen also eine Wanderung des Öls aufwärts in den Ölhorizonten nach Nordwesten erwarten und zwar so lange, bis dieser Wanderung ein Hindernis stauend in den Weg tritt. Diese Annahme finden wir auch im allgemeinen im Unterelsaß bestätigt. Das stauende Hindernis für die Ölwanderung bilden die widersinnigen Verwerfungen, an deren Ostseite es zu größerer Ölsammmlung innerhalb eines Ölhorizontes kommt. Man könnte die elsässischen Öllager als abgeschnittene Tafellager bezeichnen. Längs der Verwerfungen liegt also ein ölreicher Saum. Diese sind nicht Zubringer des Erdöls aus der Tiefe, wie man vielfach glaubte, sondern Erdölstauer innerhalb einer erdölführenden Schicht. Da die Verwerfungen meist die Richtung Südwest—Nordost bis SSW—NNO aufweisen, so sind die reichen Öllager an diese Richtung gebunden. Je nach der Neigung der ölführenden Schichten, ihrer Mächtigkeit und der Größe der Scholle, die sich zwischen zwei Verwerfungen ausdehnt, wird sich der Ölsand längs der Störung anreichern.

Die Gewinnung des Erdöls geschieht im Elsaß teils durch Bohrungen, teils im Schachtbetrieb. Bei dem Pumpen des Öls aus den Ölsanden wird diesen nur etwa $\frac{1}{6}$ ihres Ölgehaltes entzogen. Viel günstiger gestaltet sich die Ausnutzung der Ölhorizonte bei einem unterirdischen Abbau derselben. Bei einem Stollennetz, in dem die Abstände der einzelnen Stollen voneinander etwa 50 m betragen, wird dem Ölsand etwa $\frac{1}{3}$ seines Gehaltes an Öl entnommen.

Eine Zusammenfassung über die Erdöl- und Asphaltlagerstätten im Elsaß von Dr. W. WAGNER (Darmstadt) findet sich in: Engler Höfer: Das Erdöl, 2. Auflage, 2. Teil, S. 314—347. Verlag S. Hirzel, Leipzig 1930.

Die Entstehung des Erdöls und der Ölhorizonte.

Das Öl ist in den unteroligozänen Schichten selbst zur Bildung gekommen. Es befindet sich aber zumeist nicht mehr auf primärer Lagerstätte, d. h. in den Gesteinen, in denen es entstanden ist.

Die Ausbildung der unteroligozänen und später im nördlichen Rheintal der miozänen Schichten in der Tiefenfazies war in einem solchen Lagunengebiet, in dem der Zug nach der Tiefe sich ständig geltend machte, eine ganz besondere. Es setzten sich fast nur feine Mergel und Tone ab. Die klimatischen Verhältnisse veranlaßten eine Anreicherung von gelösten Salzen. Es konnten nun zwei Fälle eintreten. Im ersten Fall war die Senkung eine langsame, bei der die Versalzung ein solches Maß erreichte, daß eine Ausscheidung von Anhydrit und Steinsalz, ja sogar von Kalisalzen erfolgte, die ein Tierleben in dem Becken zeitweilig völlig unmöglich machte. Diesen Fall sehen wir in den salzführenden Zonen des Sannoisien des Oberelsaß und Oberbadens, wo nur vom Lande eingewehte Pflanzen- und Insektenreste zur Einbettung gelangten. Im zweiten Fall herrschte eine schnellere Absenkung, durch die eine größere Wassertiefe entstand. Im salzärmeren Oberflächenwasser lebten zahlreiche schwebende Planktontiere und Fische zwischen träg dahintreibenden Algenrasen. Die abgestorbenen Organismen sanken hinab und gelangten bald in den lebenswidrigen übersalzten Bereich. In diesem lebensleeren Raum häuften sie sich an, da Leichen- und Schlammfresser hier fehlten, die sie beseitigen konnten. Bei der Zersetzung der Tierleichen wurde

Schwefelwasserstoff frei, es kam zu einer Vergiftung des Wassers. Hier fand keine biologische Reinigung desselben mehr statt, hier waren die Bedingungen zur Bitumenbildung aus dem großen Leichenhaushalt gegeben. Aber erst durch Selbstentmischung und durch die Einwirkung von sauerstofffeindlichen, sulfat-reduzierenden Bakterien wie *Mikrospira*, bildete sich aus den großen Organismenmassen Bitumen, das sich den Sedimenten zugleich mit ausgefülltem Schwefel-eisen in wechselnder Menge beimischte.

Was die Bildung der Erdöllager in den verschiedenen Horizonten des Oligozäns anbelangt, so kann man sich den Ansichten der elsässischen Erdölgeologen O. HAAS und C. HOFFMANN 1928 anschließen, deren Darstellung nur eine geringe Erweiterung auf Grund neuerer Erkenntnisse erfahren müssen. Danach stammt das Erdöl aus den gebänderten und streifigen, bituminösen, unteroligozänen Mergeln der Pechelbronner Schichten und der Dolomitischen Zone des unteren Sannoisien. Das Öl tritt in Form von ganz leichten Kohlenwasserstoffen, welche selbst die Mergel durchdringen können, heraus und speicherte sich in den durchlässigen Gesteinen (Sanden und klüftigen Kalken) auf. In diesen letztgenannten Lagen haben sich, gemäß den lokalen Bedingungen, die Kohlenwasserstoffe in Schwer- und Leichtöle durch Polymerisation und Oxydation umgewandelt.

In den Sanden, die das Öl durchtränken wie Wasser einen Schwamm, und auf offenen Klüften findet eine weitere, oft beträchtliche Wanderung des Öls statt. Die Wanderung des Öls kann in aufnahmefähigen Gesteinen aller Formationen bis ins Diluvium hinein stattfinden. Auch im Oberelsaß stellen sich gelegentlich kleinere Ölvorkommen ein (neuerdings bei Sundhausen, östlich von Schlettstadt, im Diluvium).

Die Bildung der Asphaltkalke von Lobsann fand in einem sumpfigen Teilbecken der Pechelbronner Bucht zur Zeit der Entstehung der obersten Schichten der Pechelbronner Süßwasserfazies statt. Der Asphaltkalk ist also als Kalkfazies der oberen Pechelbronner Schichten anzusprechen. Der Asphaltgehalt der Kalke schwankt zwischen 1 und 12% und steigt ausnahmsweise bis zu 18% an. Die Mächtigkeit der Asphaltkalke nimmt von Osten nach Westen hin zu, sodaß er hier eine Stärke von 26 m erreicht.

Die Randfazies in der Vorbergzone am Vogesen- und Schwarzwaldrand.

Die unteroligozänen Bildungen lagerten sich in einer Bucht ab, deren Westküste die Vogesen und deren Ostküste der Schwarzwald bildete. Dementsprechend hat sich an den Rändern eine Küstenfazies entwickelt, die mitunter schmal ist. Bei Sennheim etwa 4 km, wovon 2 km noch in die Ebene fallen und nur 2 km der Vorbergzone angehören.

Über den Vogesenrand geben folgende Bohrungen Aufschluß, von Süden nach Norden: Fousse-magne unmittelbar an der ehemaligen Landesgrenze, Félon 9,5 km NNW Fousse-magne und 3,5 km westlich der Grenze, Morzweiler, Senthem, Nieder-Burbach, Michelbach, Sennheim III und Ostheim bei Kolmar. Ferner viele Tagesaufschlüsse zwischen Nieder-Burbach im Oberelsaß bis zum Bastberg in der Pfalzburger Mulde mit seinen Doggergeröllen unmittelbar über dem Eozän. Die Aufschlüsse zeigen, daß mit der Annäherung an das Gebirge sich ein immer stärkeres Auftreten von Konglomeraten einstellt. Steinsalz verschwindet und Anhydrit bzw. Gips tritt mehr und mehr zurück. Entsprechend

der Abtragung des Gebirges während der Oligozänzeit enthalten, worauf VAN WERVEKE und schon früher BLEICHER hinwies, die tiefsten unteroligozänen Schichten im südlichen Rheintal Gerölle des Jura (Doggeroolithe und Blaue Kalke). Es folgen dann Konglomerate, in denen Buntsandstein und Muschelkalk hinzutreten und diese Bestandteile nehmen nach oben mehr und mehr zu. Bei Félon ist die Mächtigkeit der unteroligozänen Konglomerate mehr als 266 m, bei Senheim sogar über 500 m. In ihnen wurden Gerölle des unteren Malm und des oberen Dogger angetroffen. In den Konglomeraten unter der Versteinerungsreichen Zone (Konglomeratzone) der Bohrung Foussemagne bei der früheren Landesgrenze westlich von Dammerkirch finden sich Gerölle von Portlandien (Oberer Malm). In den mitteloligozänen Konglomeraten treffen wir im Oberelsaß sogar reichlich Gerölle kristalliner Gesteine. Gewöhnlich läßt sich, selbst da, wo die Konglomeratbildung schon stärker zum Ausdruck kommt, die Versteinerungsreiche Zone gut heraustrennen. Ihr scheint eine größere Transgression zu entsprechen, wie z. B. das Vorkommen am Strangenberg bei Rufach zeigt. Hier herrscht innerhalb der Vorbergzone ein Wechsel von Kalksandsteinen und roten Mergeln. Diese letzteren sind reich an marinen Fossilien der Versteinerungsreichen Zone und eigentliche Küstenkonglomerate mit groben Geröllen sind nur auf eine 1,20 m starke Lage beschränkt. Auf Grund des Geröllinhaltes muß die Vogesenküste zu Beginn der Versteinerungsreichen Zone außer durch Doggerkalke durch Gesteine des Keupers, Muschelkalks und Buntsandsteins gebildet worden sein.

Am Schwarzwaldrand nördlich der Klemmbachlinie (Badenweiler—Müllheim) liegen in den Breisgauer Vorbergen die Verhältnisse ähnlich wie am Vogesenrand. Nördlich dieser Linie treten besonders große Massen von Konglomeraten auf. Diese entsprechen dem Unteroligozän zum mindesten von der Konglomeratzone bis zur Oberen Bituminösen Zone. Gewisse Basalkonglomerate vielleicht auch noch der Grünen Dolomitmergelzone. Besonders deutlich läßt sich auch die „Versteinerungsreiche Zone“ erkennen, auch hier vorwiegend als plattiger Steinmergel entwickelt unter Zurücktreten von Konglomeraten. Dagegen erhalten die Kalksandsteine einen erheblichen Anteil an dem Aufbau. Bemerkenswert ist die Fossilführung der Versteinerungsreichen Zone, die hier eine Tierwelt enthält, die an die oligozänen Cyrenenmergel und die untermiozänen Corbículaschichten erinnert (*Cyrena semistriata*, *Psammobia nitens*, *Cardium scobinula*, *Potamides plicatus* var. *Galeotti*, *Hydrobia inflata* und *obtusa*, *Mytilus Faujasi*).

Im Gegensatz zum Vogesenrand treten in den Konglomeraten am südlichen Schwarzwaldrand fast nur Gerölle von Juragesteinen und solche der Trias auf und es fehlen diejenigen des kristallinen Gebirges. Aus dieser Tatsache schloß VAN WERVEKE, daß der Schwarzwald noch zu einer Zeit tieflag, als die Vogesen bereits eine ansehnliche Höhe erreicht hatten. In den älteren Konglomeraten herrschen die Doggergesteine. Doch muß, wie dies GOEPPERT auf Grund der Konglomeratstudien glaubhaft gemacht hat, das Aufsteigen des Schwarzwaldes im Süden früher eingetreten sein und auch einen größeren Betrag erreicht haben als im Norden. Endlich finden sich in den Konglomeraten auch Gerölle von Süßwasserkalken, die von H. KIEFER neuerdings als Melanienkalke bezeichnet werden.

Diese sind im Sundgau und südlichen Breisgau die Vertreter der Kalkfazies der Dolomitmergelzone (grüne Mergel). Da sich geringe Reste solcher dem Me-

lanienkalk petrographisch völlig gleicher Kalke noch bei Emmendingen und bei Lahr, hier unterlagert von 20 m mächtigen konglomeratischen Kalksandsteinen, finden, so spricht diese H. KIEFER als die Äquivalente der grünen Dolomitmergelzone an. Er glaubt, daß im unteren Unteroligozän ein Süßwasserbecken des Melanienkalkes von Kandern über Freiburg, dem Nimberg bis Lahr bestanden habe. Dieser wurde vor Ablagerung der Konglomeratzone in diesem Gebiet bis auf geringe Reste abgetragen, während er im Sundgau bis in die Burgundische Pforte hinein und im oberen Breisgau noch in großer Mächtigkeit angetroffen wird. Neuerdings hat O. GOEPPERT die Tertiärvorkommen bei Baden-Baden zwischen Steinbach, 9 km südlich von Oos bis Oberndorf, 8 km nördlich von Oos untersucht. Er hat Dreistreifige Mergel, die er der Unteren Bituminösen Zone und der Versteinerungsreichen Zone glaubt gleichsetzen zu können, unmittelbar westlich der Schwarzwaldhauptverwerfung bei Oos festgestellt. Während diese Schichten wie auch sonst am Gebirgsrand den Tiefenfaziescharakter aufweisen, sind die darüber auftretenden Schichten des Unteroligozäns als Konglomerate entwickelt, deren Geröllinhalt aus Keuper, Lias, Dogger und Malm besteht.

Eine Art Zwischenstellung nimmt das Gebiet des Kaiserstuhls und Tunibergs ein.

Hier bilden nach L. ZOTZ die Basis des Unteroligozäns Konglomerate (Der Steingang), der entweder den grünen Dolomitmergeln oder der Konglomeratzone entspricht. Darüber folgen die entsprechenden Glieder der Unteren Bituminösen Zone, der Versteinerungsreichen Zone und der Oberen bituminösen Zone. Aber ihnen fehlen Salz und Anhydrit. Nur Zellenkalke erinnern daran, daß es gelegentlich zur Ausscheidung von Steinsalz kam. Die Gesteine bestehen aus dreistreifigen, oft bituminösen Mergeln, dichten Mergeln und Kalken.

Neuerdings hat H. KIEFER nachgewiesen, daß auch die Koppit führenden metamorphen Kalke vom Badberg und von Schelingen im Kaiserstuhl unteroligozäne Bildungen sind, die der Zone der „Dreistreifigen Mergel“ angehören und die durch die vulkanischen Essexite eine spätere Umwandlung erfahren haben. Bitumen führende Natrolithdrusen im Phonolith von Oberbergen im Kaiserstuhl deuten ebenfalls darauf hin, daß hier bituminöse „Dreistreifige Mergel“ des Unteroligozäns abgelagert und von dem Phonolith durchstoßen wurden.

Die Kalkfazies im unteren Sannoisien (Melanienkalke) und die Plattigen Steinmergel.

Die Kalkfazies des unteren Sannoisien ist eine Randfazies, die heute auf den südlichsten und südöstlichsten Teil des Oberrheingebietes beschränkt ist, aber nach den Untersuchungen von H. KIEFER ursprünglich auf der badischen Rheinseite sich bis Lahr zwischen die Tiefenfazies und die konglomeratische Randzone eingeschoben hatte, in diesem Gebiet aber bald nach ihrer Bildung schon eine Abtragung bis auf geringe Reste erfahren hatte. Die Kalkfazies meidet aber die tektonisch angelegten großen Senkungsfelder innerhalb des Rheintalgrabens, wo diese sich im Süden dem Rande nähern, nicht. Sie tritt deshalb auch noch in der südsüdwestlichen Verlängerung des Wittelsheimer Kalibeckens, im Graben von Dammerkirch, auf, wo sie etwa in der Linie Heimbrunn—Burnhaupt einsetzt. Die früher von mir vertretene Meinung, daß die Kalkfazies (Melanienkalke) den Dammerkircher Graben im Osten und Süden umrahmt, muß

aufgegeben werden. Die Melanienkalke liegen auf Grund der von L. MEYER untersuchten Bohrproben der Bohrungen Reppe, Suarce, Chavannes und des Système de Bourogne im Dammerkircher Graben und in seiner Verlängerung der Burgundischen Pforte. Das gleiche gilt für das Vorkommen in der Mulde von Landser südöstlich von Mülhausen.

Sonst finden wir die Melanienkalke im Sundgau im Bereich des Illfurter Sattels und auf badischer Seite im südlichen Breisgau. Hier liegt die Hauptverbreitung südlich der Klemmbachlinie Badenweiler—Müllheim. Sie keilt nach Süden zwischen Kleinkembs und Istein aus, sodaß hier die Konglomerate der Streifigen Mergel im Niveau der Plattigen Steinmergel auf dem Malm auflagern.

Über den Übergang der Kalkfazies in die Konglomeratfazies im Westen nach den Vogesen hin, wissen wir bis jetzt nichts.

Welches ist nun die Unterlage der Melanienkalke? Wir können feststellen, daß im Graben von Dammerkirch, wie auch im Ostflügel des Sattels von Illfurt oder besser im Westflügel der Mulde von Landser bis etwa in Höhe von Landser unter dem Melanienkalk noch Schichten auftreten, die mit denen verglichen werden können, die in der Tiefenfazies als Anhydritführende Kalkmergelzone bezeichnet wurden. Es sind dies die blauen Gipsmergel von Dornach, vom Hasenrain, 230 m stark, die vom Mönchberg und dem Zoologischen Garten, alle unmittelbar bei Mülhausen gelegen, und die geringmächtigen Mergel im Graben von Sierenz. Endlich wurden blaue und grüne kompakte Anhydritmergel mit geringen Kalk- und Mergelkalkeinschaltungen unter dem Melanienkalk im Graben von Dammerkirch angetroffen, wo sie L. MEYER aus den Bohrungen von Reppe und Suarce beschreibt, die bei Suarce mindestens 76 m stark sind. Zwischen diesen Schichten und dem Jura liegen noch 63 m unbestimmter Breccien. Da die grünen Mergel in diesen Bohrungen sowohl unter dem Melanienkalk als auch über demselben auftreten, faßt MEYER sie mit diesen zusammen als eine Stufe auf. Über den grünen und blauen Mergeln folgt der Melanienkalk. Sie finden sich also in den Senkungsgebieten und sie fehlen unter dem Melanienkalk im Illfurter Sattel z. B. bei Brunstatt, im südlichen auskeilenden Teil der Mulde von Landser (Niedermagstatt), am Jurastrand (Buchweiler bei Pfirt) und bei Kleinkembs und Istein in Baden. Im südlichen Breisgau bilden die Konglomerate des sog. „Steingangs“ (SCHNARRENBERGER) die Basis.

Bei Zimmersheim wird der blaue Gipsmergel unter dem Melanienkalk und bei Niedermagstatt der Melanienkalk durch Süßwasserbildungen des Eozäns vom Jura getrennt; bei Brunstatt, Buchweiler bei Pfirt, bei Kleinkembs und Istein wird der Melanienkalk als tiefstes Glied des dortigen Sannoisien unmittelbar vom Jura unterlagert. Dasselbe gilt von Morvillars in der Burgundischen Pforte. Er ist, wie seine Fauna zeigt, eine limnische Bildung mit geringem brackischen Einschlag: *Melania albigensis* (NOUL), *Melania muricata* (WOOD), *Melanopsis mansiana* (NOUL), *Limnaea marginata* (SDBG.), *Planorbis (Segmentina) declivis* (ANDR.), *Auricula alsatica* (MER).

Die Kalkbänke werden bis 2 m stark, sie haben graue, gelbbraune Färbung, sind bisweilen drusig, im tieferen Teil häufiger durch Mergellagen unterbrochen. Auch bituminöse Kalke und Fleckkalke treten auf.

L. MEYER trennt in den Bohrungen der Burgundischen Pforte eine untere mergeligkalkige Abteilung von einer höheren vorwiegend kalkigen. Hier im Senkungsgebiet (Reppe) treten aber größere Partien blauer Mergel auch noch in

der Mitte wie am Schluß des Melanienkalkes auf und mit der Annäherung an das Wittelsheimer Becken (Heimsbrunn II) werden die Melanienkalke zum größten Teil von blauen und grauen Anhydritmergeln ersetzt. Der Melanienkalk ist eine dem oberen Teil der Kalkmergelzone der Tiefenfazies gleichzusetzende Kalkfazies. Die Mächtigkeit ist sehr großen Schwankungen unterworfen, je nach der ursprünglichen Ablagerung in mehr oder weniger starken Senkungsgebieten. In der Bohrung Chavannes 170 m, Reppe 132 m, Suarce 82 m, Mönchsberg bei Mülhausen 67 m, Zimmersheim 85 m, Kleinkembs 12 m, Isteiner Klotz 8 m, Buchweiler bei Pfirt 3,30 m (?).

Die ganz geringen Mächtigkeiten rühren von den gewaltigen Abtragungen her, die vor der Ablagerung der Konglomeratzone bzw. der Versteinerungsreichen Zone (Plattiger Steinmergel) stattfanden. Ferner sehen wir ein langsames Auskeilen der Melanienkalke in der Gegend des Isteiner Klotzes und am Jurarand bei Buchweiler.

Infolgedessen fehlen auch in vielen Profilen die normal über dem Melanienkalk folgenden Mergel mit *Helix* cf. *Hombresi* FONT., die bei Kleinkembs eine 20 m mächtige Folge von vorwiegend grünen Mergeln, untergeordnet Kalken, bilden. Hierher gehören ferner die Gipse von Zimmersheim über dem Melanienkalk.

Auch in den drei Bohrungen der Burgundischen Pforte treten Schichten auf, teils Kalksandsteine, teils Dolomitmergel mit Gips und Anhydrit, die bisweilen bituminös sind und die L. MEYER den *Hombresi*-Mergeln gleichstellt. Sie enthalten in der Bohrung Reppe *Melanopsis*, *Cyrenen*, *Limnäen* und *Helix*. Die Mächtigkeit beträgt bei Reppe 62,8 m, bei Chavannes 26 m und bei Suarce 68 m. Doch treten in der letzten Bohrung Schichten auf, die vielleicht schon zu den tieferen streifigen Mergeln, etwa der Konglomeratzone, gehören.

Konkordant über den sogen. *Hombresi*-Mergeln in der Burgundischen Pforte und vielfach diskordant über dem Melanienkalk folgt der „Plattige Steinmergel“. Er ist der Vertreter der Unteren Bituminösen Zone, der Versteinerungsreichen Zone, und der Oberen Bituminösen Zone. Sieht man von dem Fehlen der salinarischen Absätze ab, so ist er in seiner Ausbildung nicht wesentlich von seinen Vertretern im Beckenfaziesgebiet verschieden. In der Hauptsache läßt sich der Plattige Steinmergel mit der salzfreien Versteinerungsreichen Zone vergleichen. Er bildet wie diese den Leithorizont. Er besteht aus dünnschiefrigen dunkelgefärbten Steinmergeln und ist reich an Pflanzen- und Tierresten, unter denen besonders eine mannigfaltige von FOERSTER beschriebene Insektenfauna zu erwähnen ist (179 Arten). Als Leitfossilien sind zu bezeichnen: *Mytilus Faujasi* (BRONG.), *Cyrena semistriata* (DESH.), *Euchilus Chasteli*, *Paralates Bleicheri* (SAUV.). Die Mächtigkeit beträgt bei Altkirch 25 m, bei Kleinkembs 15 m. Im Dammerkircher Graben, wo sie bei Reppe direkt der fossilreichen Zone entsprechen, werden sie 30 m stark.

Im Bereich der Kalkfazies treten im Breisgau über dem plattigen Steinmergel die reinen Kalke zurück. Über ihn legt sich bei Kleinkembs 12 m mächtig der sogen. Untere Hausteine (FOERSTER), der aus Kalksandsteinen und Konglomeraten gebildet wird. In der Burgundischen Pforte fehlt die reine Kalksandsteinbildung der Unteren Hausteine, hier in der Senke wird sie nur angedeutet durch sandige Einschaltungen in sandigen Mergeln. Dem Unteren Hausteine folgt der Kalk mit *Helix* cf. *rugulosa* v. MART. und *Melania Nysti*. Diese beiden Bildungen entsprechen der Knollen-Anhydrit-Steinsalzzone und der Gips-

zone des Beckens, in welche letzterer sich, wie wir sahen, im westlichen Teil ebenfalls stärkere Süßwasserbildungen einschalten. Hierher gehören die Bröckelkalke von Allenjoie-Chatenois, Kalke und Kalksandsteine von Kötzingen (Sundgau), die Zuckerkalke von Altkirch, die zusammen mit anderem Süßwasserkalk 7 m stark werden. Diese letztgenannten Vorkommen sind die Kalkrandbildungen des Dammerkircher Grabens bzw. des tieferen Teiles der Burgundischen Pforte des Oberen Sannoisien.

Den Schluß des Unteroligozäns bilden wiederum Kalksandsteine, der Obere Haustein zusammen mit weinroten Mergeln, das Äquivalent der Gipszone, mit einer maximalen Mächtigkeit von 6 m.

Wie die Mergel der Gipszone zu dem mitteloligozänen Rupelton, so leiten die Oberen Hausteine zu den entsprechenden Meeressanden über.

Eine Zusammenfassung über die Altersgliederung des Unteroligozäns (Sannoisien) im Oberrheingebiet gibt die Tabelle am Schluß der Arbeit, aus der zugleich die Parallelisierung der Schichten mit denen des Pariser Beckens und den marinen Schichten Belgiens und Norddeutschlands ersichtlich ist.

Die nächsten marinen unteroligozänen Ablagerungen im Südosten des Rheinalgrabens liegen in den Kalkalpen. Sie wurden zwischen Häring (Kufstein) im Inntal (Zementmergel) und Kössen-Reit im Winkel im Osten (kalkige Strandbreccien) von SCHLOSSER nachgewiesen.

Schriftenverzeichnis:

- ABITZ: Erdöl am Oberrhein. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. 34.
- BILHARZ, A.: Alttertiärablagerungen am Rheinalrand zwischen Murg und Achertal. Bad. Geol. Abh. 1. S. 51—54. Karlsruhe 1929.
- BLANCKENHORN, M.: Kritischer Überblick über die Tertiärablagerungen des nördlichen Hessens, ihr Alter, ihre Gliederung, ihren Gegensatz zu denen Südhessens und ihre Abgrenzung nach Süden. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. d. Jahr 1932, Bd. 53, Berlin.
- BUXTORF, A.: Eozän und Oligozän im Gebiet des neuen Rhein-Kraftwerkes Kembs (Haut Rhin). Eclog. geol. Helv. Bd. 21, 1928, S. 324—326.
- BUXTORF, A. u. FRÖHLICHER, H.: Zur Frage des Zusammenhanges des subalpinen Unter-Stampienmeres mit dem Rheinalgraben. Eclog. geol. Helv. Bd. 26, S. 208, 1923.
- COURTY, G. et HAMELIN, L.: Géologie du Bassin de Paris. Congrès de Clermont-Ferrand 1908. Extrait des Comptes rendus de l'Association Française pour l'Avancement des Sciences. Paris 1908.
- DEECKE, W.: Geologie von Baden. Teil II. 1917. S. 417.
- DOLLFUS, G.: Compte rendu sommaire des séances de la Société géol. France, séance du 21. juin 1920.
- DUBOIS, G.: Succession Stratigraphique des Terrains secondaires, tertiaires et quaternaires de la dépression alsacienne de Saverne. Gap 1933.
- DUBOIS, G.: Exposé sommaire de la Géologie de l'Alsace et des Vosges. Lille 1934.
- DOLLFUS, G.: Classification du Tertiaire moyen et supérieur de la Belgique. Bull. Soc. géolog. de France, Extrait, 1903, p. 256—260.
- ELBER, R.: Geologie der Raimeux und der Velleratketten. Verh. N. Ges. Basel 1920/21.
- ERMISCH, K.: Über Versteinerungen im Kali, besonders einen reichen Fossilfund im Tertiärkali des Elsaß. Kali 1936, H. 4, S. 31—35.
- FÖRSTER, B.: Die Insekten des Plattigen Steinmergels von Brunstatt mit 6 Taf. Abh. zur geol. Spezialkarte von Els.-Lothr. Bd. III, H. 5, S. 335—594, 1891.
- FÖRSTER, B.: Weißer Jura unter dem Tertiär des Sundgaus im Oberelsaß. Mitt. d. geol. L.-Anst. von Els.-Lothr. Bd. V, H. 5, S. 381—416, 1905.

(Fortsetzung siehe Seite 147.)

- FÖRSTER, B.: Oberer Melanienkalk zwischen Huppererde und Fischeschiefer bei Buchweiler im Oberelsaß. Mitt. d. geol. L.-Anst. von Els.-Lothr. Bd. VII, H. 1, S. 63—89, 1909.
- FÖRSTER, B.: Ergebnisse der Untersuchungen von Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß. Mit 1 Karte, 4 Tafeln mit Profilen. Mitt. d. geol. L.-Anst. von Els.-Lothr. Bd. VII, H. 4, S. 249—524, 1911.
- FRIEDEL, G.: Sur l'existence d'un dôme de sel dans le bassin potassique oligocène du Haut Rhin. C. R. Acad. Sc. Paris, Bd. CLXXXIV, p. 1028—1031, 1927.
- GALE, HOYT S.: The Potash Deposits of Alsace. U.S.A. Geological Survey Bull. 715 B. p. 17—55. Washington 1920.
- GIGNOUX, M. et HOFFMANN, C.: La bassin pétrolifère de Pechelbronn (Alsace). Service de la Carte géolog. d'Alsace et de Lorraine. Bd. I, S. 1—46, 1920.
- GÖPPER, O.: Das Oligozän bei Baden-Baden und seine Bedeutung für die alttertiäre Palaeogeographie. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 68 B, S. 232—259, 1932.
- GÖRGEY, R.: Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Ober-Elsaß. Tschermak's Mitt. Bd. XXXI, S. 339—468. Wien 1912.
- HAAS, J. O.: La stratification et la tectonique des terrains tertiaires de Pechelbronn. Bull. de l'Association Philomat. d'Alsace et de Lorraine. Bd. 6, H. 4, Saverne 1922.
- HAAS, J. O. u. HOFFMANN, C. R.: Sur la découverte d'un gisement pétrolifère jurassique exploitable dans le bassin de Pechelbronn. Bull. de l'Assoc. Philomat. d'Alsace et de Lorraine 1924. Bd. 6, H. 6, S. 343. Saverne 1925.
- HAAS, J. O.: La situation géothermique du bassin pétrolifère de Pechelbronn. C. R. de l'Acad. d. Sci. 2. Juillet 1928.
- HAAS, J. O.: Sur l'existence de mouvements tertiaires en direction varisque dans la plaine d'Alsace septentrionale. C. R. de l'Acad. d. Sci., séance 17. Juillet 1928.
- HAAS, J. O.: Le gisement de calcaire asphaltique de Lobsann et son origine. Bull. du Serv. de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine. Bd. 1, H. 3, S. 277—301. Straßburg 1928.
- HAAS, J. O.: Temperature Gradient in Pechelbronn Oil-bearing Region, Lower-Alsace: Its Determination and Relation to Oil Reserves. Bull. of the Americ. Ass. of Petroleum Geologists, vol. 13, Nr. 10, Okt. 1929, S. 1257—1273.
- HARBORT, E.: Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalzagerstätten im Tertiär vom Ober-Elsaß und von Baden. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XXI. Jg., 1913, S. 189—198.
- HAUG, E.: Traité de Géologie II. Les périodes géologiques. Paris 1911.
- HOEHNE, E.: Geologische Untersuchungsergebnisse im Erdölgebiet des Unterelsaß. 1 Tafel. Mitt. bad. geol. Landesanst. Bd. IX, H. 11, 1923, S. 427—528.
- HUNKEL, H.: Über den angeblichen geophysikalischen Nachweis von Salzdomen im Oberelsaß. Kali und verwandte Salze. Ztschr. Kali- u. Steinsalzindustrie, 1928, Nr. 23. 366—368; Nr. 24. 383—384; Nr. 1. 7—10.
- JUNG, J. et GEOFFROY, P.: Sur l'efficacité de la méthode de prospection magnétique pour la recherche des failles de l'Oligocène d'Alsace. C. R. de l'Acad. d. Sci. Paris, 30. avril 1928.
- JUNG, J.: Une application du microscope au diagnostic des horizons marins dans les marnes pétrolifères. Bull. de l'Institut du Pétrole de l'Université de Strasbourg. Tome 1, fasc. 3. 1928.
- JUNG, J.: Les indices de pétrole du Sundgau (Haute-Alsace). Annales de l'Office national des Combustibles liquides. 3. année. 2. livr. 1928.
- JUNG, J.: Les recherches récentes de pétrole en Alsace (mit einer tektonischen Karte des Rheintalgrabens). La Revue pétrolifère. No. du 25. Aout 1928.
- JUNG, J. u. SCHNEGANS, D.: Résultats d'un Sondage à Guewenheim (Haut-Rhin). Soc. géol. de France. No. 5, p. 38, 39. 3. III. 1930.
- KESSLER, P.: Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. Mitt. d. geol. L.-Anst. v. Els.-Lothr. Bd. VIII, H. 2, S. 167—290, 1909.
- KIEFER, H.: Das Tertiär der Breisgauer Vorberge zwischen Freiburg i. Br. und Badenweiler. Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. Bd. 28, 1928.
- KIEFER, H.: Das Lahrer Tertiär und seine Bedeutung für die ehemalige Verbreitung des unteren Malms. Centr. f. Min. B. 1931. S. 14—28.

- KILIAN, W.: Note sur les Terrains tertiaires du territoire de Belfort et des environs de Montbéliard. Bull. Soc. géolog. de France. 3^e série, t. XII, p. 729, 1884.
- KLÄHN, H.: Die Geologie der Umgebung von Colmar. Mitt. d. Naturhist. Ges. in Colmar. N. F. XIII 1914/15, XIV 1916/17.
- LAKOWITZ, C.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora des Ober-Elsaß. Die Oligocänflora der Umgegend von Mülhausen. Mit 9 Tafeln. Abh. zur Geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Bd. V, S. 179 f. 1895.
- LANE, A. C.: Temperature Gradient in Pechelbronn, Alsace. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bd. XIII, p. 1569. 1929.
- LINSTOW, O. v.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Mit 14 Taf. u. 12 Textfig. Berlin 1922.
- MEYER, L.: War zur Unteroligocänezeit die burgundische Pforte nach Westen abgeschlossen? Zentralbl. Min. Jg. 1927, Abt. B, S. 130—137.
- MEYER, L.: Etude stratigraphique de terrain oligocène de la Haute Alsace et du Territoire de Belfort. Bull. de la Carte géolog. d'Alsace et de Lorraine. Tome 1, fasc. 3, p. 153—262. 1928.
- MEYER, L. u. HOTZ, W.: Le Tertiaire de la Haute Alsace et de la bordure des Vosges près Belfort-Rouchamp. Eclog. geol. Helv. XXI. 1928, p. 102—118.
- MOOS, A.: Die Erdölbohrungen im nördlichen Rheintalgraben bei Bruchsal 1921—1926. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoffgeologie. 9. Heft. Deutsches Erdöl. II. Folge. 1934.
- PFANNENSTIEL, M.: Das erste Fossil aus dem kontaktmetamorphen Tertiärkalk des Badberges im Kaiserstuhl. Zentralbl. Min. J. 1933. B. S. 602—605.
- QUIÉVREUX, FR.: Note sur un niveau fossilifère découvert dans une couche de potasse du Bassin Oligocène d'Alsace. C. R. sc. géol. Paris, fasc. 14, S. 223—224. Paris 1933.
- SALOMON, W.: Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. Abh. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Klasse. 1927.
- SCHLOSSER, M.: Das Eocän und Unteroligocän der bayrischen Alpen. Centr. f. Min., S. 180—184. 1922.
- SCHMIDT, M.: Unteroligocän von Vardeilsen bei Einbeck. Jahrb. d. Pr. geol. L.-Anst. f. 1900, S. LXXXVIII.
- SCHNARRENBERGER, K.: Kalisalz und Erdöl im Rheintal. Niederschr. über die Vers. der Direktoren der Geol. Landesanst. 1925.
- SCHNARRENBERGER, K.: Sattel- und Muldenbau im Oberrheintalgraben. Geol. Rdsch. 17a. 1926. S. 610.
- SCHREITER, R.: Das Erdöl in Süddeutschland. Bohrtechniker-Ztg. H. 6. Juni 1937. S. 134—144.
- SPEYER, CARL: Die Kalisalzlager der oberrheinischen Tiefebene. Natur. 1926. S. 434—436.
- STRELEN, V. VAN: Sur un Amphipode des Terrains pétrolières de Pechelbronn (Alsace). Bull. de la classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique.
- THÉOBALD, NICOLAS: Les insectes fossiles de Kleinkembs. Page de Bade C. R. acad. science 198. 1939—40. Paris 1934.
- THÉOBALD, NICOLAS: Contribution à la Palaeontologie du bassin oligocène du Haut Rhin et du Territoire de Belfort. Les poissons oligocènes. Bull. Serv. de la Carte géolog. d'Alsace et de Lorraine 2. S. 117—162. 5 Taf. 6. Abt. Strasbourg 1934.
- WAGNER, W.: Die Kalisalzlager im Tertiär des Oberelsaß. Mitt. d. Phil. Ges. i. Els.-Lothr. IV, S. 471—486. 1911.
- WAGNER, W.: Neuere Ergebnisse über die Gliederung und Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß. Mitt. d. Phil. Ges. in Els.-Lothr. IV. 1912. S. 743—761.
- WAGNER, W.: Einpressungen von Salz in Spalten der oberelsässischen Salz- und Kalisalzablagerungen. Ein Beitrag zur Frage vom Aufsteigen des Salzgebirges. Mitt. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen, Bd. IX, H. 2. 1916. S. 135—158. 5 Tafeln.
- WAGNER, W.: Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. Landesanst. Darmstadt. Neue Folge. Bd. V, S. 56—89. 1924.
- WAGNER, W.: La géologie des Puits des Mines de Pottasse de la Haute-Alsace. Mém. du Serv. de la Carte géolog. d'Alsace et de Lorraine. No. 1. 447, p. 1929. 1 atlas de 42 planches.
- WAGNER, W.: Die Erdöl- und Asphaltlagerstätten im Elsaß. Aus ENGLER-HÖFER: Das Erdöl. II. 2. Teil. 2. Aufl. S. 314—347. 1930.

- WEBER, H.: Die neuen nordbadischen Erdölbohrungen. Bad. geol. Abh. Jg. VIII, H. 1/2. 1935.
- WERVEKE, L. VAN: Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelrheinischen Gebirge. Mitt. Ges. Erdk. u. Kolon.-Wiss. Straßburg. 1913. S. 1—16.
- WERVEKE, L. VAN: Schichtenfolge in einer Tiefbohrung bei Sierenz im Oberelsaß. Tertiär, Jura, Keuper. Mitt. bad. geol. Landesanst. Bd. 9, S. 391—405. 1923.
- WERVEKE, L. VAN: Schichtenfolge in zwei Bohrungen auf Erdöl bei Godramstein in der Rheinpfalz. Mit Bemerkungen über die Einfallsrichtung Rheintalspalte und über die Untersuchung von Mergelgesteinen. Geogn. Jh. München. Bd. 36, S. 17—26. 1923.
- WERVEKE, L. VAN: Zur Frage der Herkunft der Kalisalze des Oberelsasses. Mit einer Bemerkung über das vermutete Vorkommen von Kalisalzen im Saôneetal. Kali. Bd. 21, S. 313—316. 1923.
- WERVEKE, L. VAN: Über eine angeblich bedeutende Verschiebung der mittelrheinischen Gebirge längs des Mittelrheins. Ztschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 75, S. 45—51. 1923.
- WERVEKE, L. VAN: Über eine Fehlbohrung auf Kalisalze bei Allschwil in der Nähe von Basel und über die Herkunft des Tertiärmeeres und der Kalisalze im Rheintalgraben. Kali. Bd. 23, S. 345—348. 1924.
- WERVEKE, L. VAN: Bemerkenswerte Vorkommen von Anhydrit, Dolomit, Braunspat, Magnesit, Siderit, Eisenkies und Bitumen in mesozoischen und tertiären Schichten des linken Rheingebietes südlich des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rdsch. Bd. 16, S. 287—304. 1925.
- WERVEKE, L. VAN: Die Mittelrheinischen Gebirge, das Mittelrheintal und das nördliche Lothringen, eine natürliche Einheit. Els.-Lothr. Heimatstimmen. Berlin 1925. Bd. 3, S. 481—484.
- WERVEKE, L. VAN: Zur Frage der Herkunft des Unteroligocänmeeres und der Kalisalze im Mittelrheintal. Kali. Bd. 19, S. 273—275. 1925.
- WERVEKE, L. VAN: Über eine zweite Fehlbohrung auf Kalisalze bei Allschwil in der Nähe von Basel. Kali. Bd. 20, S. 323. 1927.
- WERVEKE, L. VAN: Mein Schlußwort zur Frage über die Entstehung des Tertiärmeeres im Mittelrheintale. Mit einem Querschnitt durch das Kaligebiet von W. WAGNER. Kali. Bd. 23, S. 384 bis 388; Bd. 24, S. 398—402. 1927.
- WERVEKE, L. VAN: Granit und Unterkarbondiorite in den oligocänen Küstenkonglomeraten am Ostfuß der Hochvogesen. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. Jg. 1924. S. 56—60.
- WERVEKE, L. VAN: Genaueres über eine zweite Fehlbohrung auf Kalisalze bei Allschwil in der Nähe von Basel. Kali. 1929. S. 363—364.
- WERVEKE, L. VAN: Der Verlauf und das Alter der Hauptverwerfungen und der übrigen wichtigeren Störungen und Bewegungen im Gebiet des Mittelrheintalgrabens. Abh. Heidelb. Akad. d. Wiss. 21. Abh. Heidelberg 1934.
- WILSER, B.: Paläogeographische Untersuchungen über das Eocän und Oligocän im Oberrheingebiet. Verh. Nat. Med. Ver. Heidelberg. Beilageheft 2 zu H. F. Bd. XV. 1922.
- WILSER, B.: Paläogeographische Untersuchungen über das Eocän und Unteroligocän im Oberrheingebiet. Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. XII, S. 57—79. 1923.
- WILSER, B.: Zur Frage der Entstehung und Herkunft der alttertiären Salzablagerungen im Rheintalgraben. Kali. 1926. Jg. 20. S. 86—88.
- WILSER, J. L.: Heutige Erdkrustenbewegungen zwischen Basel und Mainz. Geol. Rdsch. Bd. 20, S. 387. 1929.
- WILSER, J. L.: Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens. N. Jb. Min. LXII. Beil.-Bd. B. S. 1—44. 1929.
- WILSER-DUFTSCHMIDT, B.: Zur Frage über die geologisch-paläogeographischen Verhältnisse der burgundischen Pforte zur Unteroligocänzeit. Zbl. Min. Abt. B. Nr. 11. 1927.
- WITTMANN, O.: Über neugefundene Aufschlüsse im Lahrer Tertiär und die Tektonik der Randhügelzone. Bad. geol. Abh. 6. 1934. S. 43—61.

Anmerkung: Während des Druckes der Arbeit erhielt der Verfasser Einsicht in das Werk von FR. LOTZE, Steinsalz und Kalisalze. Geologie. Berlin. Gebr. Bornträger. 1938. In diesem Werk haben die Salzlager im Tertiär des Oberrheingebietes auf S. 599—616 eine gute Zusammenstellung erfahren, insbesondere findet sich hier eine kritische Übersicht über die verschiedenen Ansichten, welche über die Entstehung der Kalisalzlager im Oberrheingebiet vorliegen.

Hydrologisch-geologische Beobachtungen in Hessen im Jahre 1937.

Von WALTER SCHOTTLER.

Mit 8 Tafeln Grundwasserstandslinien und 2 Tabellen.

Wie schon am Schlusse des vorjährigen Berichtes angedeutet (W. SCHOTTLER 1937, S. 183), ist bei den vorliegenden Schaulinientafeln und Niederschlagstabellen die Einteilung des hydrologischen Jahres, das mit November beginnt und mit Oktober des folgenden Jahres endet, zum ersten Male verwendet worden. Die beiden Monate November und Dezember 1936 erscheinen deshalb auf Tafeln und Tabellen noch einmal, was bei dem Aneinanderlegen der Kurven zu beachten ist.

In der Veröffentlichung für das Jahr 1936 (W. SCHOTTLER 1937, Tafel 9) waren die Schwankungen der Grundwasserstände für eine Reihe von Jahren von einigen Brunnen im rechtsrheinischen Ried auf Tafel 9 in Form von Schaulinien dargestellt. Der Tiefstand der Jahre 1921 und 1935 kam dabei deutlich zum Ausdruck. Das Jahr 1936 ließ eine schwache Neigung zum Ansteigen erkennen, die auch wie die diesjährigen Kurven des Darmstädter und Wormser Wasserwerkes zeigen, sich zu einem steilen Anstieg auswächst, um im Laufe des Jahres noch weit schneller und stärker abzusinken. So ist z. B. bei Bohrloch 26 C des Darmstädter Wasserwerkes der Tiefstand des September 1935 auch im September 1937 wieder erreicht worden. Auch bei Worms (Bohrl. 26 Lorscher Wald) zeigt sich die gleiche Erscheinung. Wir können seit der Wende der Jahre 1932 und 1933 einen bis heute anhaltenden Tiefstand des Grundwassers feststellen, wie er, soweit die Beobachtungen zurückreichen, auf so lange Dauer noch nicht zu verzeichnen war. Es ist wichtig, auf diese Tatsachen besonders hinzuweisen, um Klagen über Wassermangel und der gewöhnlich damit verbundenen Suche nach dem Schuldigen mit dem Hinweis auf den außergewöhnlich tiefen Stand des Grundwassers zu begegnen. Andererseits ist aber auch z. B. bei Planungen größerer Art, die den Wasserhaushalt beeinflussen können (z. B. künstl. Berieselungen), auf den derzeitigen abnorm geringen Wasserstand Bedacht zu nehmen, um nicht in Zeiten stei-

genden Grundwasser, die ja ebenso periodisch aufzutreten pflegen wie die des Niedrigwassers, vor großen Schwierigkeiten zu stehen.

Wie leicht könnte manche praktische Frage gelöst werden, wenn genügend Beobachtungsstellen und Meßergebnisse aus früheren Jahren vorhanden wären.

Der Ausbau des Grundwasserdienstes ist für die Wissenschaft und noch mehr für die Praxis ein wichtiges Aufgabengebiet.

Die im vorigen Berichte (W. SCHOTTLER 1937, S. 180) genannte 1. Gruppe neuer Beobachtungsrohre der Geol. Landesanstalt ist in der Zwischenzeit in die Beobachtung eingeschaltet worden. Da bei einem Brunnen das Nivellement noch nicht vorgenommen werden konnte, wird die Tabelle der neuen Meßstellen erst später veröffentlicht werden.

Unsere Bemühungen zur Erweiterung des Mitarbeiterkreises haben vor allem bei der Forstverwaltung Erfolg gezeitigt, die die Messungen durch Revierförster durchführen läßt. Auch hat das Wasserwerk der Stadt Mainz sich bereit erklärt, seine langjährigen Beobachtungen zur Verfügung zu stellen und uns eine Reihe von Angaben über Lage und Meßergebnisse seiner Grundwasserbeobachtungsrohre auf der Mainspitze zukommen lassen. Weiterhin wurde zunächst mit einem der drei Kulturbauämter die Aufstellung einer Statistik über die Wasserversorgungsanlagen in die Wege geleitet, um eine geologische Beschreibung der Lage der Wasserwerke und, soweit möglich, eine chemische Charakterisierung des Wassers durchzuführen. In Verbindung damit wurde mit der Zusammenstellung der vorhandenen Wasseranalysen begonnen. Bei der geologischen Aufnahme eines rheinhessischen Blattes ist Verfasser z. Zt. mit der systematischen Untersuchung der Brunnen und freiauslaufenden Quellen, auf Härte, Gehalt an Cl-Ionen und Schüttung beschäftigt. Die Anregung zur Untersuchung nach Cl-Ionen erhielt er durch die Arbeiten von WILH. WAGNER, der sich mit den Zusammenhängen zwischen Tektonik und salzhaltigen Wässern im rheinhessischen Bruchschollenland beschäftigt hat. (W. WAGNER 1923 u. 1938.)

Erwähnt werden soll noch, daß seit dem Jahre 1937 die Beobachtungen der Meßstellen Erfelden, Astheim, Ginsheim, Lorscher Wald, Darmstädter Wasserwerk, Bohrl. 26 C, und Mitteldick an die Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements (Berlin) zur Veröffentlichung im Jahrbuch für die Gewässerkunde des deutschen Reiches alljährlich eingereicht werden.

Angeführte Schriften:

- SCHOTTLER, W.: Hydrologisch-geologische Beobachtungen in Hessen im Jahre 1936. Notizbl. d. Hess. Geol. Landesanst. zu Darmstadt. V. Folge, Heft 18. Darmstadt 1937.
- WAGNER, W.: Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad-Kreuznach und Bad-Münster a. Stein. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesanst. z. Darmstadt. V. Folge, Heft 6. Darmstadt 1924.
- WAGNER, W.: Der Radiumgehalt und die Radioaktivität der Mineralquellen der Heilbäder Bad-Kreuznach und Bad-Münster a. Stein. Bekkersche Buchdruckerei. Darmstadt 1938.

Wasserstandsbeobachtungen in Hessen im Beobachtungsjahr 1937
(I. XI. 1936 bis 31. X. 1937).

Zusammenstellung der Beobachtungspunkte mit höchster und tiefster Lage des Wasserstandes im Beobachtungsjahr 1937.

Beobachtungspunkte	Lage des Beobachtungspunktes über NN. m	Wasserstände			Bemerkungen
		Höchster m	Tiefster m	Unterschied m	
Provinz Starkenburg					
Darmstädter Wasserwerk:					
Bohrloch 19 A	96,22	91,67	91,05	0,62	
> 20 A	98,47	93,20	92,78	0,42	
> 26 C	93,88	90,55	89,86	0,69	
> D	90,61	89,59	88,80	0,79	
> J	92,11	89,47	88,60	0,87	
Jägersburg A, Forsthaus	91,40	90,54	89,14	1,40	
Groß-Rohrheim	89,46	87,36	86,76	0,60	
Erfelden	88,60	85,65	84,55	1,10	
Lorscher Wald, Bohrloch 26	93,11	91,26	90,61	0,65	
> „ „ „ 32	92,90	91,85	90,80	1,05	
Astheim	86,28	84,33	82,90	1,43	
Hamm (Prov. Rheinhessen)	90,08	86,98	85,04	1,94	
Biebesheim, Große Bütt	86,21	85,48	84,41	1,07	
> Rathausbrunnen	87,88	86,11	85,35	0,76	
Ginsheim	87,13	83,58	81,86	1,72	
Mönchbruch, Forsthaus	91,39	90,64	89,94	0,70	
Oberes Königstädter Forsthaus	93,70	90,90	89,95	0,95	
Mitteldick, Forsthaus	109,96	105,27	102,76	2,51	
Gehespitz, Forsthaus	110,89	102,29	102,19	0,10	
Gundhof Forsthaus	101,70	99,10	98,29	0,81	
Kelsterbacher Gemeindegewald, Abteilung 45	105,82	97,33	96,02	1,31	Monat Juli u. 1. Augustwoche keine Messung
„ 51	108,04	95,26	94,14	1,12	Monat Juli u. 1. Augustwoche keine Messung
Provinz Oberhessen					
Inheiden, Schulbrunnen	135,35	133,49	132,96	0,53	
Inheiden, Wasserwerk, Bohrloch 44	137,35	134,43	133,69	0,74	
Inheiden, Brunnen Bahn- wärterhaus 21	138,84	133,71	132,85	0,86	
Rabertshausen	177,27	174,10	172,76	1,34	
Berstadt, Schulbrunnen	143,88	141,42	141,20	0,22	
Steinheim, Brunnen in der neuen Schule	135,14	135,12	134,76	0,36	
Steinheim, Brunnen in der alten Schule	138,07	136,94	135,79	1,15	
Trais-Horloff, Stations-Br.	130,45	129,12	128,86	0,26	
> „ „ Br. Alte Schule	135,78	134,14	130,60	3,54	
Villingen	160,23	134,81	133,82	0,99	
Unter-Widdersheim	138,87	136,85	134,43	2,42	
Leidhecken	126,06	122,08	120,87	1,21	3. Novemberwoche keine Messung

Beobachtungspunkte	Lage des Beobachtungspunktes über NN. m	Wasserstände			Bemerkungen
		Höchster m	Tiefster m	Unterschied m	
Langsdorf	164,98	161,65	160,89	0,76	
Bellersheim	164,82	160,09	156,68	3,41	
Obbornhofen, Schule	154,21	152,06	149,87	2,19	
Wölfersheim, Brunnen im Hofe v. Kaufmann O. Ulrich	152,67	150,36	149,61	0,75	
Queckborn	202,42	201,54	200,90	0,64	
Bingenheim, Schloßbrunnen .	130,80	124,42	122,72	1,70	
Nieder-Florstadt, Brunnen an der Linde	130,47	123,37	120,96	2,41	
Nieder-Florstadt, Brunnen an der Stammheimerstraße .	125,55	122,04	120,32	1,72	
Gonterskirchen, Schulhaus .	186,70	182,90	181,10	1,80	
» Forsthaus	184,01	181,81	179,66	2,25	
Nieder-Wöllstadt	122,66	119,72	119,12	0,60	
Blofeld	172,24	167,43	164,94	2,49	
Rodheim	150,35	142,33	141,27	1,06	

Niederschläge im Beobachtungsgebiet.

1937

Ort der Beobachtungen	See- höhe m	November		Dezember		Januar		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		Oktober		Jahressumme der Niederschläge
		mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	mm	Abweichung von dem Normalwert	
Mainz-Kostheim	87	20,5	-22%	24,6	-18%	59,5	+24%	56,0	+25%	37,6	+5%	53,7	+16%	18,3	-24%	—	—	25,3	-35%	17,6	-44%	25,8	-22%	10,2	-43%	Keine Jahressumme, da Juni fehlt
Worms	92	31,3	-7%	17,4	-21%	56,6	+26%	52,2	+26%	35,7	+4%	70,3	+35%	36,4	-11%	—	—	31,6	-32%	28,0	-33%	28,1	-19%	17,6	-33%	Keine Jahressumme, da Juni fehlt
Auerbach	102	42,9	-11%	28,5	-30%	68,8	+18%	97,2	+58%	41,0	-6%	140,2	+96%	28,5	—	116,4	—	39,3	—	27,7	—	36,2	—	13,5	—	680,2 mm
Darmstadt	141	38,5	-9%	41,8	-7%	70,5	+28%	76,6	+37%	36,0	-5%	120,4	+73%	24,9	-25%	99,6	+38%	51,1	-20%	21,2	-47%	36,2	-23%	21,0	-39%	637,8 mm
Langen	144	35,9	-17%	39,0	-16%	86,4	+40%	92,7	+54%	39,5	-6%	101,8	+53%	28,1	-25%	99,2	+31%	62,5	-6%	47,2	-23%	39,9	-15%	10,3	-52%	682,5 mm
Büdingen	135	39,7	-16%	71,0	+10%	70,6	+15%	88,5	+46%	35,7	-12%	96,8	+46%	10,4	-51%	—	—	47,8	-39%	39,2	-40%	34,4	-26%	—	—	Keine Jahressumme, da Juni und Oktober fehlt
Vilbel	109	41,5	-10%	53,2	-1%	96,7	+53%	95,0	+59%	43,7	+4%	65,9	+26%	14,6	-30%	79,0	+25%	30,0	-33%	39,0	-22%	40,4	-8%	12,5	-45%	611,5 mm
Bad-Nauheim	145	45,0	-1%	60,1	+12%	79,5	+39%	92,4	+57%	54,5	+19%	50,1	+12%	23,1	-27%	42,2	-14%	41,0	-26%	22,2	-36%	37,6	-7%	17,6	+32%	565,3 mm
Lich	175	41,5	-4%	73,8	+22%	84,9	+41%	107,4	+101%	40,4	+3%	76,9	+35%	21,1	-30%	51,8	-10%	45,5	-32%	38,2	-25%	39,6	-12%	31,1	+24%	652,2 mm
Gießen	158	28,9	-16%	59,5	+8%	75,2	+30%	106,6	+72%	37,9	+2%	76,8	+37%	28,0	-22%	39,4	-21%	64,9	-8%	35,0	-26%	33,3	-15%	47,8	+9%	633,3 mm
Schotten	274	75,3	+6%	87,2	+13%	95,0	+25%	150,1	+96%	56,0	+3%	146,1	+92%	6,8	-56%	70,4	-7%	44,0	-49%	66,3	-19%	35,2	+32%	19,6	+56%	852,0 mm
Hoherodskopf	767	120,0	+15%	116,7	-9%	130,4	+18%	200,9	+101%	92,6	+5%	188,2	—	20,3	—	87,0	—	32,2	—	76,7	—	74,0	—	27,8	—	1167,8 mm

Der Berechnung der Prozente des Normalwertes und der Abweichung vom Normalwert sind die Mittelwerte 1891—1930 zugrunde gelegt (Entweder minus oder plus).

Zahl der Tage mit Niederschlägen (Regen über 1 mm und Schnee).

Ort der Beobachtungen	Seehöhe	November		Dezember		Januar		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		Oktober	
		Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee	Regen	Schnee
Mainz-Kostheim	87	5	—	9	—	15	4	21	3	15	2	19	—	7	—	—	—	8	—	8	—	12	—	4	—
Worms	92	9	—	8	—	16	4	22	1	20	4	20	—	9	—	—	—	9	—	6	—	14	—	11	—
Auerbach	102	15	—	10	1	11	2	17	—	14	1	15	—	8	—	12	—	8	—	4	—	13	—	5	—
Darmstadt	141	11	—	8	—	18	3	21	6	20	5	21	—	12	—	15	—	11	—	8	—	15	—	11	—
Langen	144	8	—	9	—	17	4	20	5	19	3	19	—	9	—	12	—	11	—	8	—	15	—	11	—
Büdingen	135	10	—	10	—	13	7	17	7	13	2	18	—	6	—	—	—	9	—	10	—	13	—	—	—
Vilbel	109	7	—	7	—	18	6	23	6	19	3	20	—	11	—	12	—	9	—	9	—	15	—	14	—
Bad-Nauheim	145	11	—	10	—	17	9	22	8	17	3	19	—	10	—	12	—	9	—	8	—	15	—	10	—
Lich	175	8	—	14	3	16	13	23	8	16	4	19	—	12	—	13	—	11	—	10	—	12	—	10	—
Gießen	158	8	—	10	—	20	9	23	11	17	6	20	—	7	—	11	—	10	—	13	—	12	—	11	—
Schotten	274	12	—	13	2	19	8	23	11	19	6	21	—	6	—	14	—	11	—	11	—	12	—	8	—
Hoherodskopf	767	15	1	18	1	21	12	25	13	24	16	21	6	8	—	15	—	10	—	9	—	14	1	12	—

Die Werte sind den Tabellen des Reichsamtes für Wetterdienst, Berlin, für das Jahr 1936/37 entnommen.

Hessisches geologisches Schriftwerk.

Nachtrag aus dem Jahre 1934.

- BLÖCHER, E.: Salinen und Salzhandel in der Wetterau. (Kali 28. S. 265—270, 278—281. 7 Abb. Halle 1934.)
- KNIERIEM, FR.: Bad-Nauheim und seine Quellen. (Geogr. Wschr. 2. S. 460 bis 464. 3 Abb. 1934.)
- MEYER: Geschichte des hessischen Braunkohlen-Bergbaus. (Vortrags-Ber. Kassel, Mitt. Ver. hess. Gesch. Jg. 1932/1933. S. 11—12. Marburg 1934.)
- MOSEBACH, R.: Die körnigen Kalke von Auerbach-Hochstätten a. d. Bergstraße und der Umgebung von Aschaffenburg. (Senckenbergiana. 16. S. 175—188. 1934.)
- SOBOTH, E.: Die wirtschaftliche Bedeutung der Salze und Bitumina im Zechstein zwischen Westharz und Vogelsberg/Rhön. (Geogr. Wschr. 2. S. 518 bis 524. 3 Abb. 1934.)

Nachtrag aus dem Jahre 1935.

- JAESCHKE, J.: Zur Waldgeschichte des Odenwaldes und Taunus. (Forstwissenschaftl. Cbl. 57. 1935. 541—549.) Mit 6 Textfig.

Nachtrag aus dem Jahre 1936.

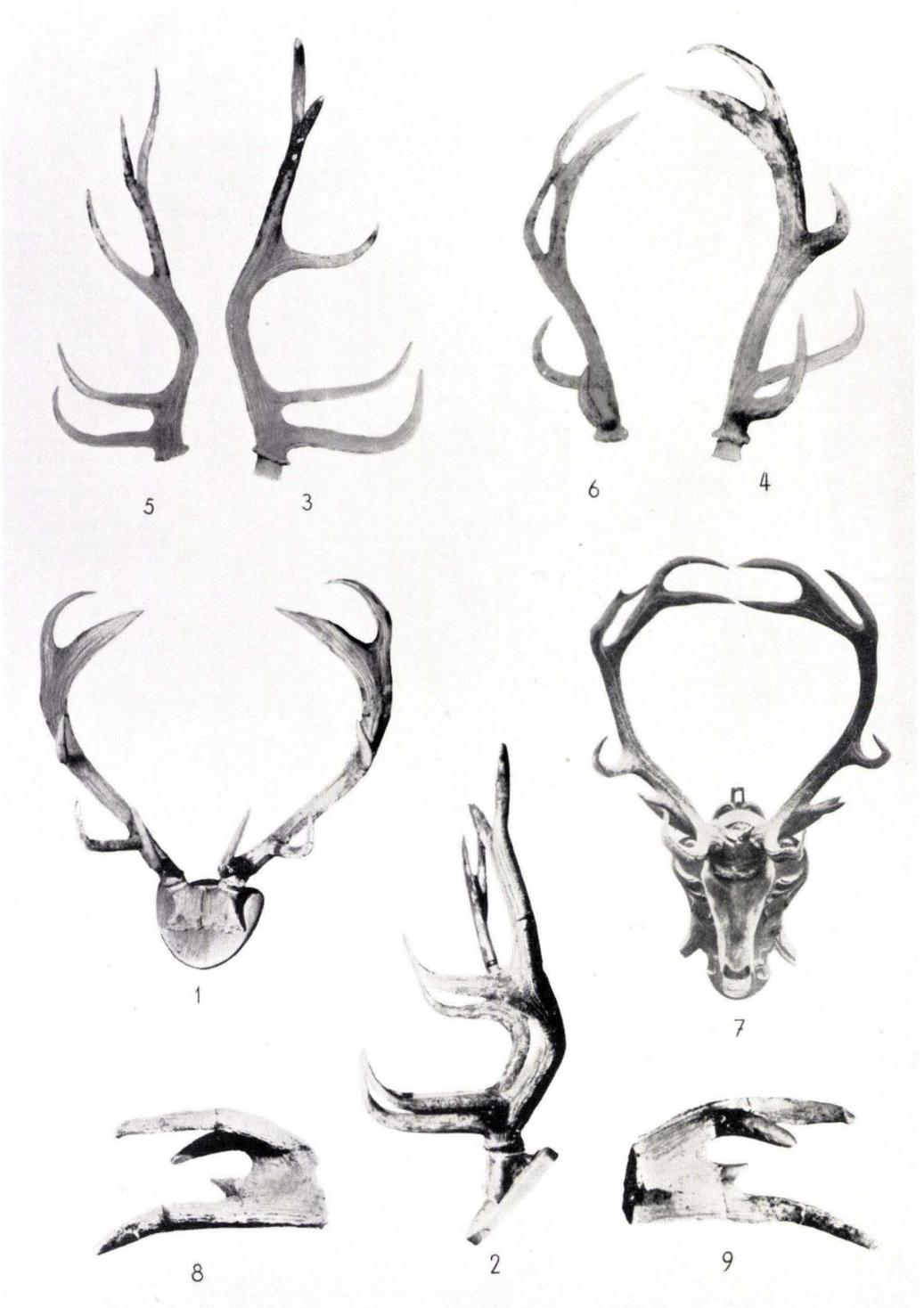
- BAAS, J.: Das Todesjahr unseres Urs wird festgestellt. *Bos primigenius* Boj. in der Lebensgruppe „Frankfurter Urlandschaft“. (Nat. u. Volk. 66. Frankfurt/M. 1936. 520—528.) Mit 5 Textfig.
- TROPP, W.: Tertiärgeologische Untersuchungen am Südwestrande des Vogelsberges. (Diss. Univ. Gießen 1936.)

Schriften des Jahres 1937.

- BARTZ, J.: Die pliozän-diluviale Entwicklung des Mainlaufs. (Mit 1 Abb. im Text.) (Zs. deutsch. geol. Ges. 89. 1937. 328—342.)
- BARTZ, J.: Ein neues Meeressandvorkommen bei Nierstein (Rheinhessen). (Cbl. f. Min. usw. Abt. B. 1937. 259—263.)
- BRAND, E.: Über Foraminiferen im Zechstein der Wetterau. (Senckenbergiana. 19. 375. Frankfurt a. M. 1937.)

- DIEHL, O.: Über Nephelindolerite im Vogelsberg. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 168—176.)
- DIEHL, O.: Hessisches geologisches Schriftwerk. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 187—191.)
- DIEHL, H.: Fluß und Siedlung im hessischen Ried. (Natur u. Volk. 67. Frankfurt a. M. 1937.)
- ERBERICH, G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Rheinsanden vom Mainzer Becken bis an die holländische Grenze. (Decheniana. Verh. d. Naturh. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 95. Bonn 1937.)
- GEIB, W.: Der mitteloigozäne Meeressand von Steinhardt bei Kreuznach und seine Barytkonkretionen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 26. 1937.)
- GEISEL, TH.: Das Usinger Becken und seine Randgebiete. (Jb. d. Nass. Ver. f. Natk. 84. Wiesbaden. 1937.)
- HARRASSOWITZ, H.: Die Kaiser-Friedrich-Quelle zu Offenbach am Main als erdalkaliarmes chloridisches Natrium-Karbonatwasser. Gießen. R. Lange. 1937.
- HELLER, F.: Eine Tierfährtenfundstelle im Rotliegenden Oberhessens. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 26. 1937.)
- JÜNGST, H.: Die rheinhessischen Industrien der Steine und Erden. (Steinbr. u. Sandgr. 36. 1937.)
- KIRCHHEIMER, F.: Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohle. (M. Knapp, Halle. 1937. 153 S. Mit 117 Abb.)
- KLEMM, G.: Geologische Beobachtungen im Simplontunnel und seiner Umgebung. Mit 2 Textfig. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 162—167.)
- LEMBKE, E.: Der tektonische Bau des Gebiets zwischen Vogelsberg und Rhön. Mit 5 Tafeln und 22 Abbildungen im Text. (Geotektonische Forschungen herausgegeben von H. Stille und Fr. Lotze. Heft 1.) Berlin 1937.
- MORDZIOL, C.: Beiträge zur „Fluvial-Stratigraphie“. Das Früh-Aquitän-Fluvial im Mainz-Frankfurter Tertiär. (Senckenbergiana. 19. S. 70—76. 1937.)
- NOLL, W.: Über das Vorkommen von Montmorillonit in einigen Zersetzungsprodukten von Basalten des westlichen Vogelsberges. Mit 1 Abbildung im Text. (Chemie d. Erde. 11. S. 294—306. Jena 1937.)
- OSTHEIMER, H.: Die diluvialen Rhein- und Neckarterrassen im Rheintalgraben und am Odenwaldrande. (Jb. d. Nass. Ver. f. Natk. 84. Wiesbaden 1937.)
- SCHOTTLER, WILHELM, †, mit einem Geleitwort von Walter Schottler: Der Vogelsberg. Mit Tafel 26 u. 27 und 2 Abb. im Text. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 3—86.)
- SCHOTTLER, W.: Hydrologisch-geologische Beobachtungen in Hessen im Jahre 1936. Mit 10 Tafeln und 2 Tabellen. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 179—186.)

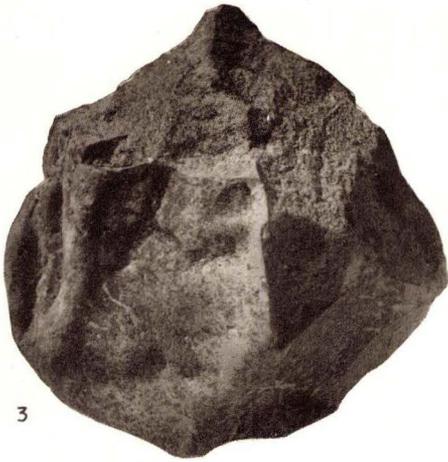
- SCHOTTLER, W.: Ein neuer Fund einer Fährtenplatte aus dem oberen Rotliegenden von Rheinhessen. Mit Tafel 28. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 177—178.)
- SINDOWSKI, K. H.: Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene. (Mit 6 Textabbildungen.) (Zs. deutsch. geol. Ges. 89. 1937. 409—418.)
- STÜTZEL, H.: Der Untergrund und seine Bedeutung für Siedlung und Wirtschaft. Mit 3 Abbildungen. (Volk und Scholle. Jahrg. 1937. S. 140—144.) Darmstadt 1937.
- WEILER, W.: Die altsteinzeitlichen Funde von Pfeddersheim bei Worms. Mit Tafel 1—25. (Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt 1937. V. F. 18. H. 87—161.)
- WEITZEL, K.: Ein Raubtier aus dem Urwald von Messel. (Volk und Scholle. 1937. Darmstadt.)







1



3



2



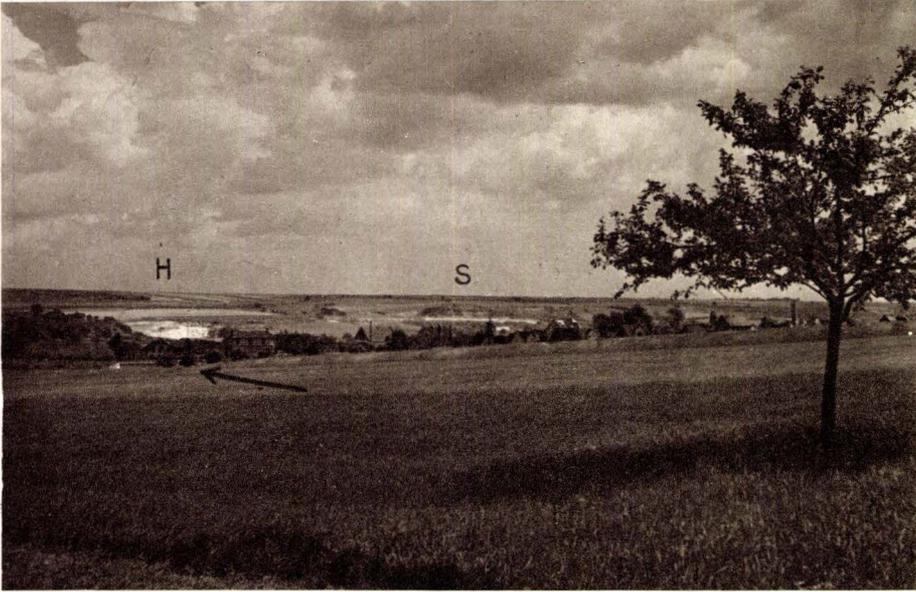
4



5



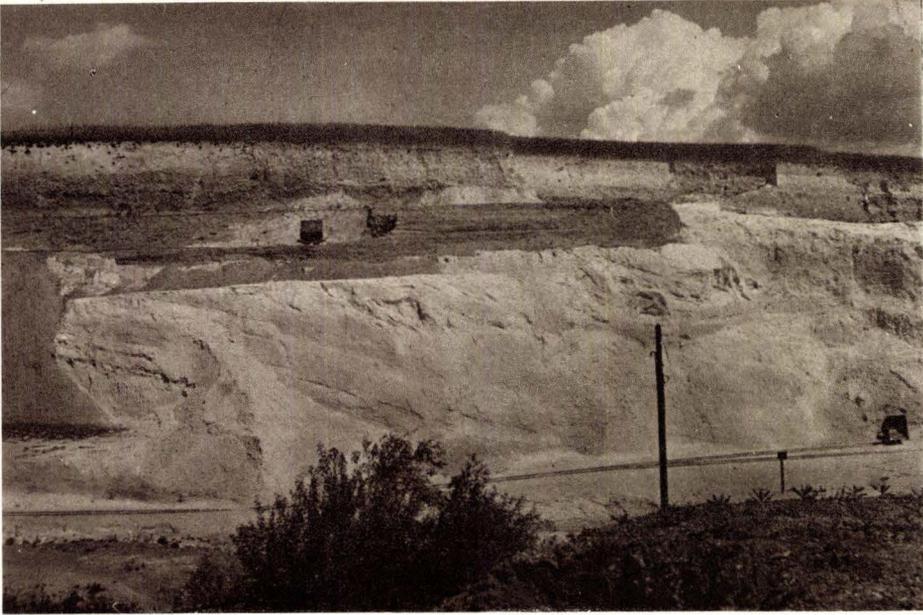
6



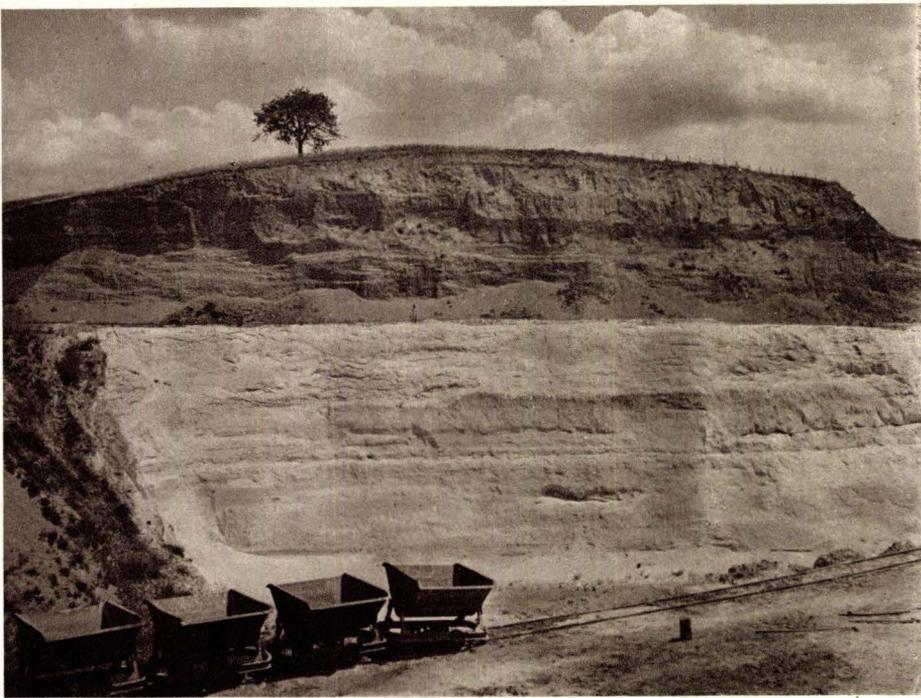
1



2



1



2

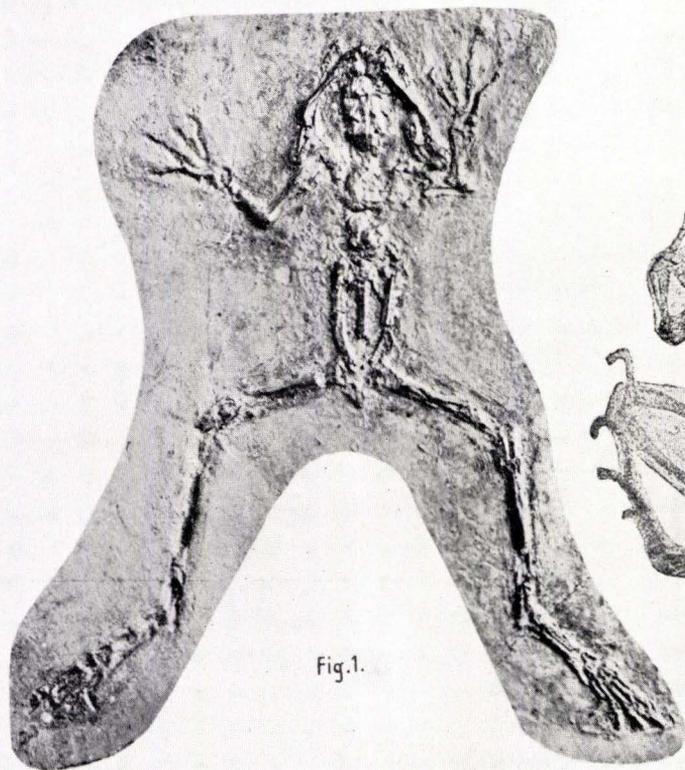


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

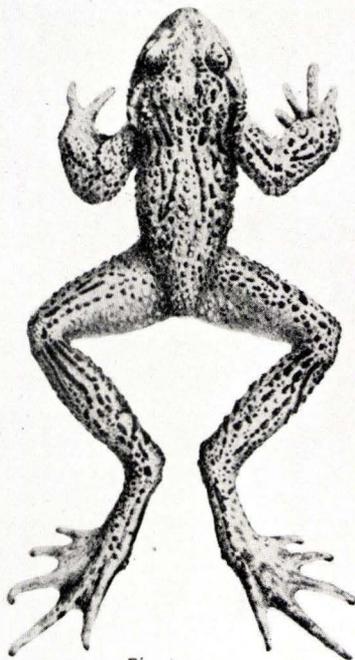


Fig. 4.

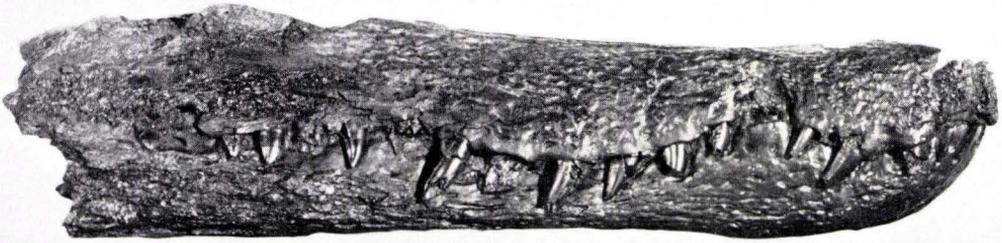


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

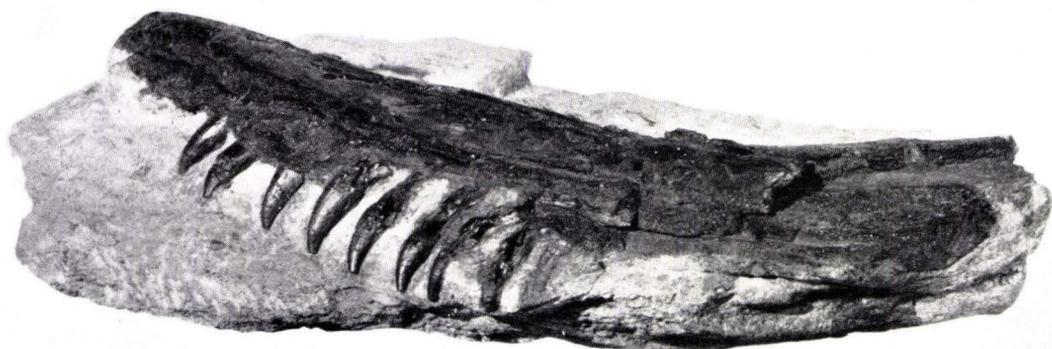


Fig. 1.

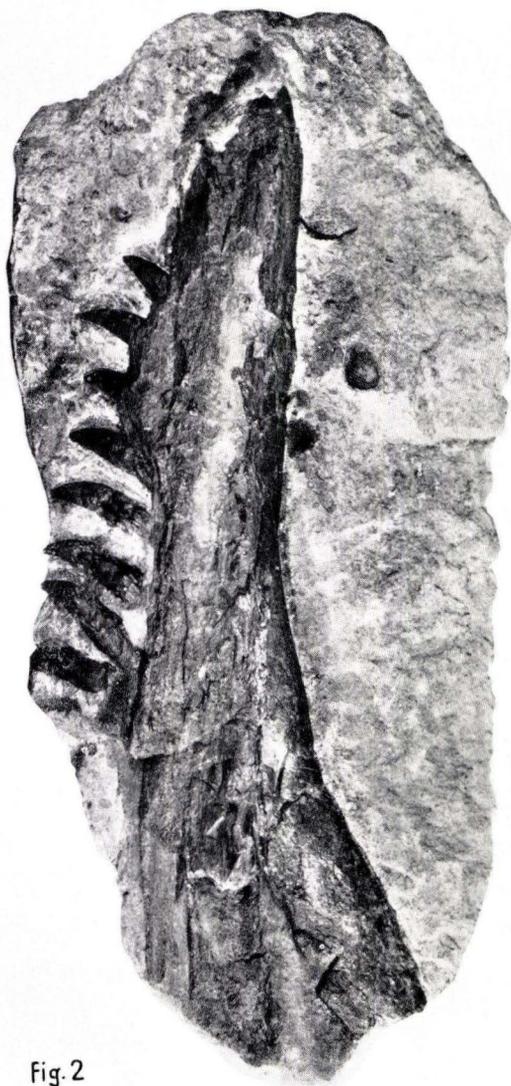


Fig. 2

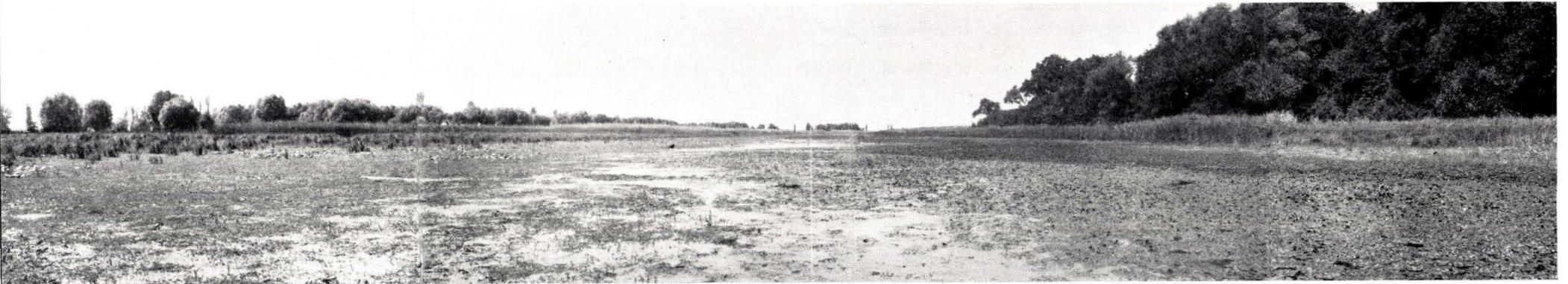


Abb. 1. SW-Teil der Altrheinschleife bei Lampertheim, Blick gegen die Stromrichtung nach NW. Erklärungen im zugehörigen Profil (Abb. 2)

Phot. Hans Heil

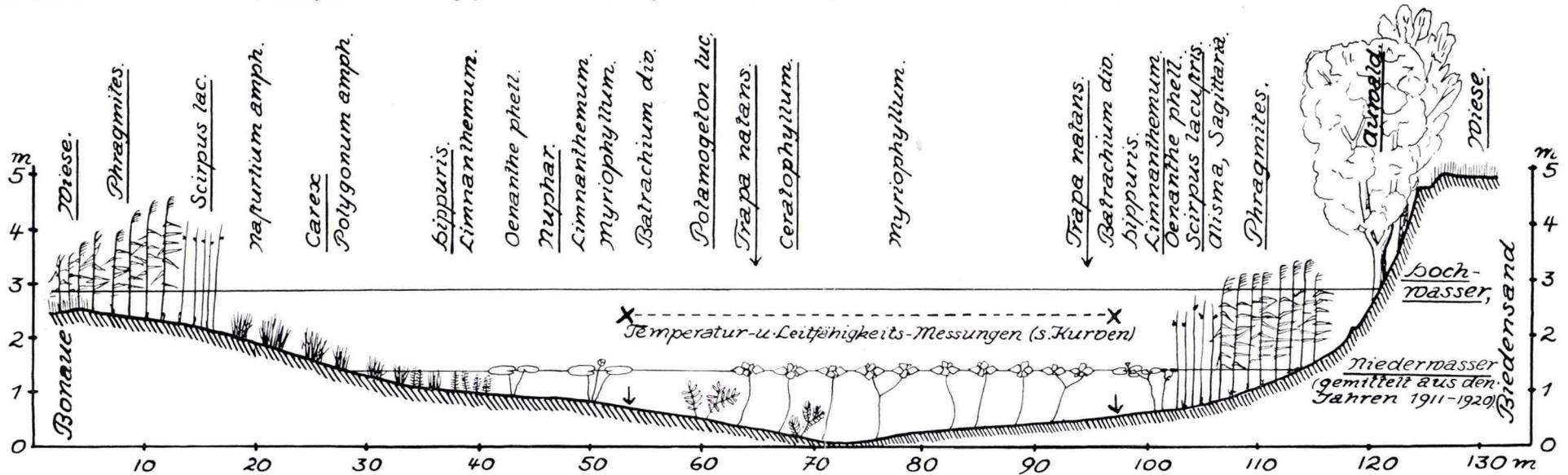
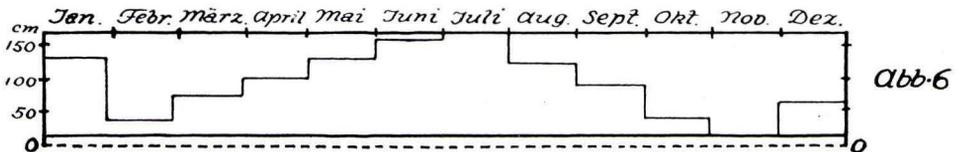
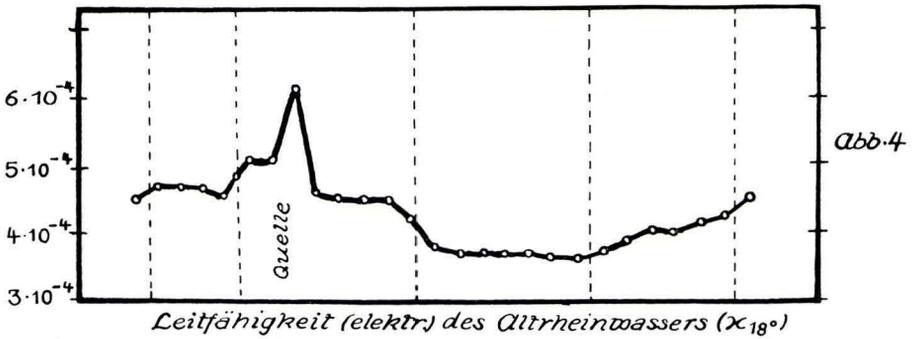
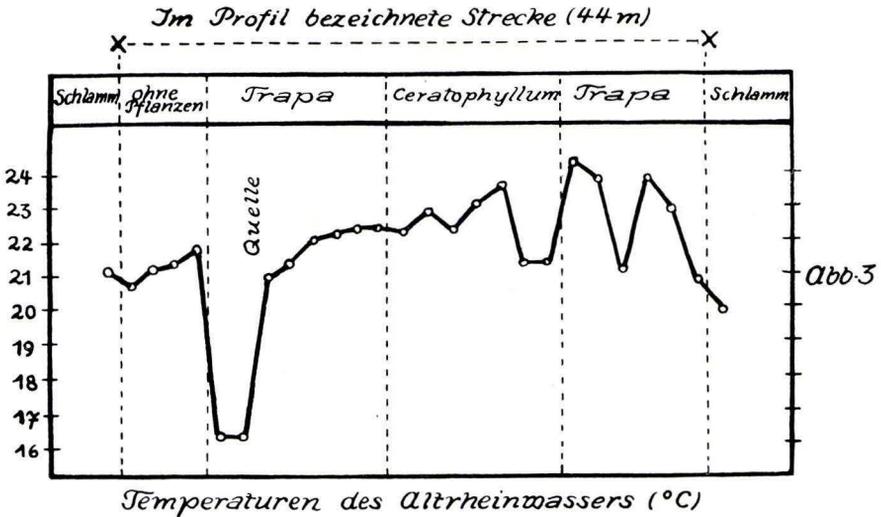
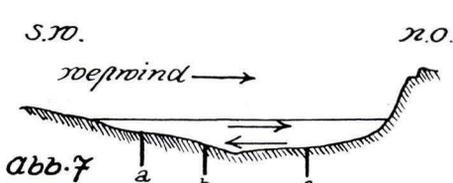


Abb. 2. Profil durch den Altrhein bei Lampertheim zwischen Bonaue und Biedensand.
(fünffache Überhöhung).

Aufnahme u. Zeichnung Hans Heil.



Monatliche Wasserstände des Rheines bei Worms, gemittelt aus den Jahren 1911-1920. o---o Pegel (86,1 m ü. N.N.)



Wind- und Wasserströmung.
Zeichnung Hans Heil.



Abb. 8 Schlamm-Profile 1:40

Zwei Bilder von derselben Stelle aus aufgenommen.
Blick vom Biedensand über den Altrhein nach der Bonaue (NS)

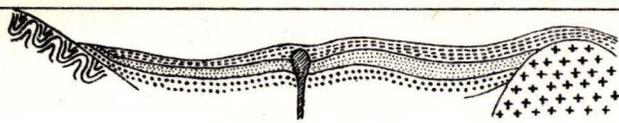
Tafel 11



Abb. 9. Bestand von Wassernuß-Pflanzen in geschlängeltem Band. 23. Juli 1928. Phot. Hans Heil



Abb. 10. Offener Quellwasserbach im Eis des Altrheinbettes. Uebereinstimmung der Schleifen mit denen der Wassernuß-Wiesen. 20. Januar 1929. Phot. Ed. Feldhofen



**I. Obere Tholeyer Zeit.
Beginn der Saalischen Phase.**

- | | |
|---------------------|--------------------------------|
| Tholeyer Schichten. | Vordevon. |
| Lebacher Schichten. | Porphyrymassive. |
| Kuseler Schichten. | Intrusivstock des Welschbergs. |



II. Bildung des Grenzlagers.

Grenzlager.

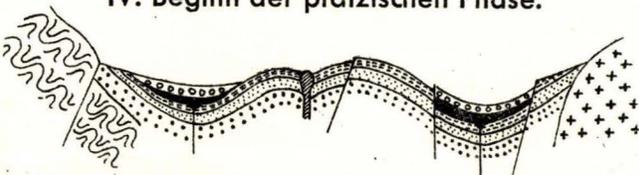


III. Zeit des Oberrotliegenden.

Oberrotliegendes.



IV. Beginn der pfälzischen Phase.



V. Ende der pfälzischen Phase. Bruchbildung.

I.—V. Die Entwicklung der Waldböckelheimer Kuppel.

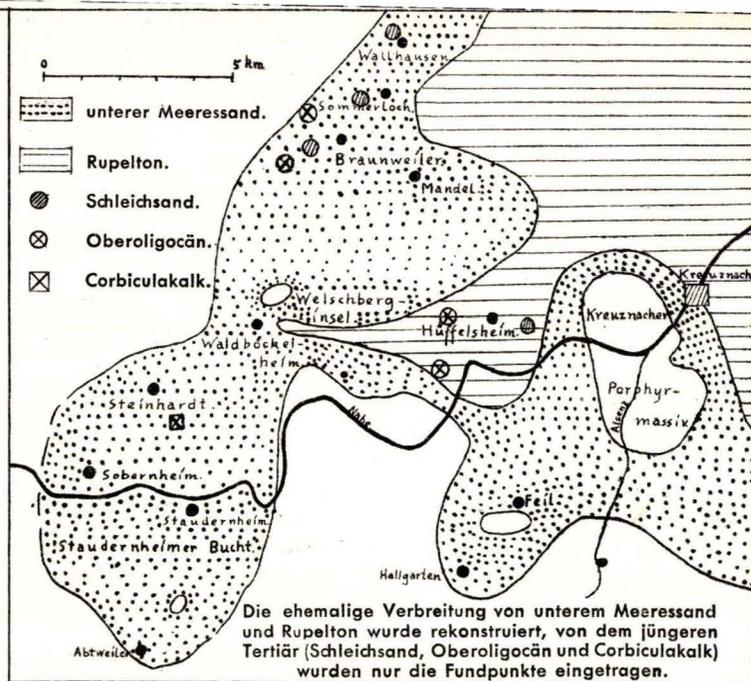


Abb. 6 Palaeogeographische Skizze des westlichen Mainzer Beckens.

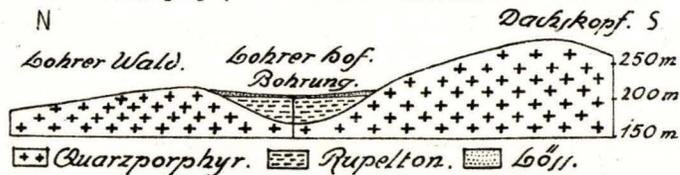


Abb. 7

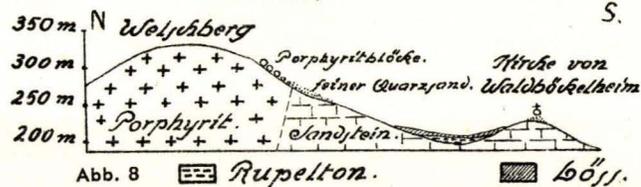
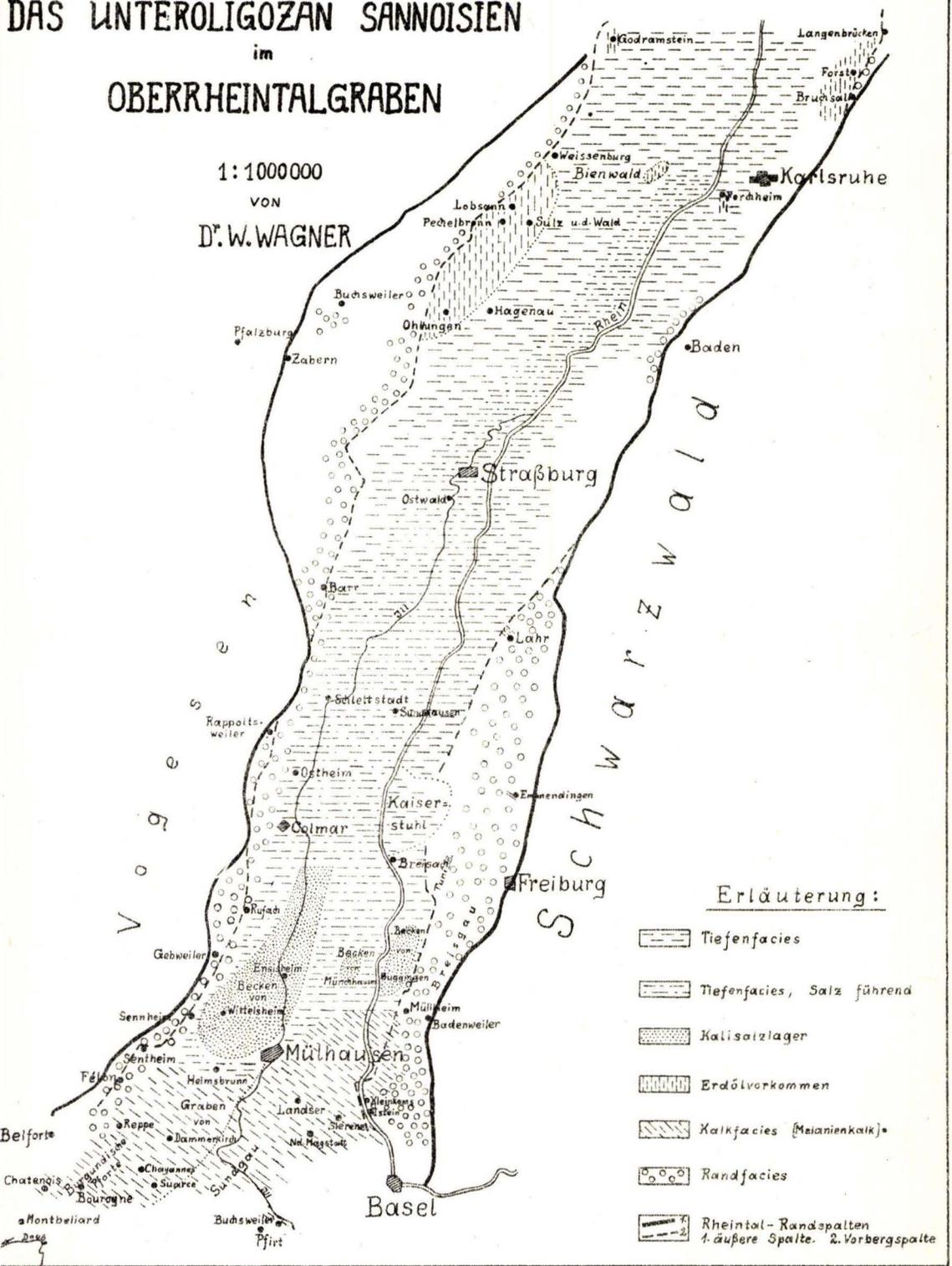


Abb. 8

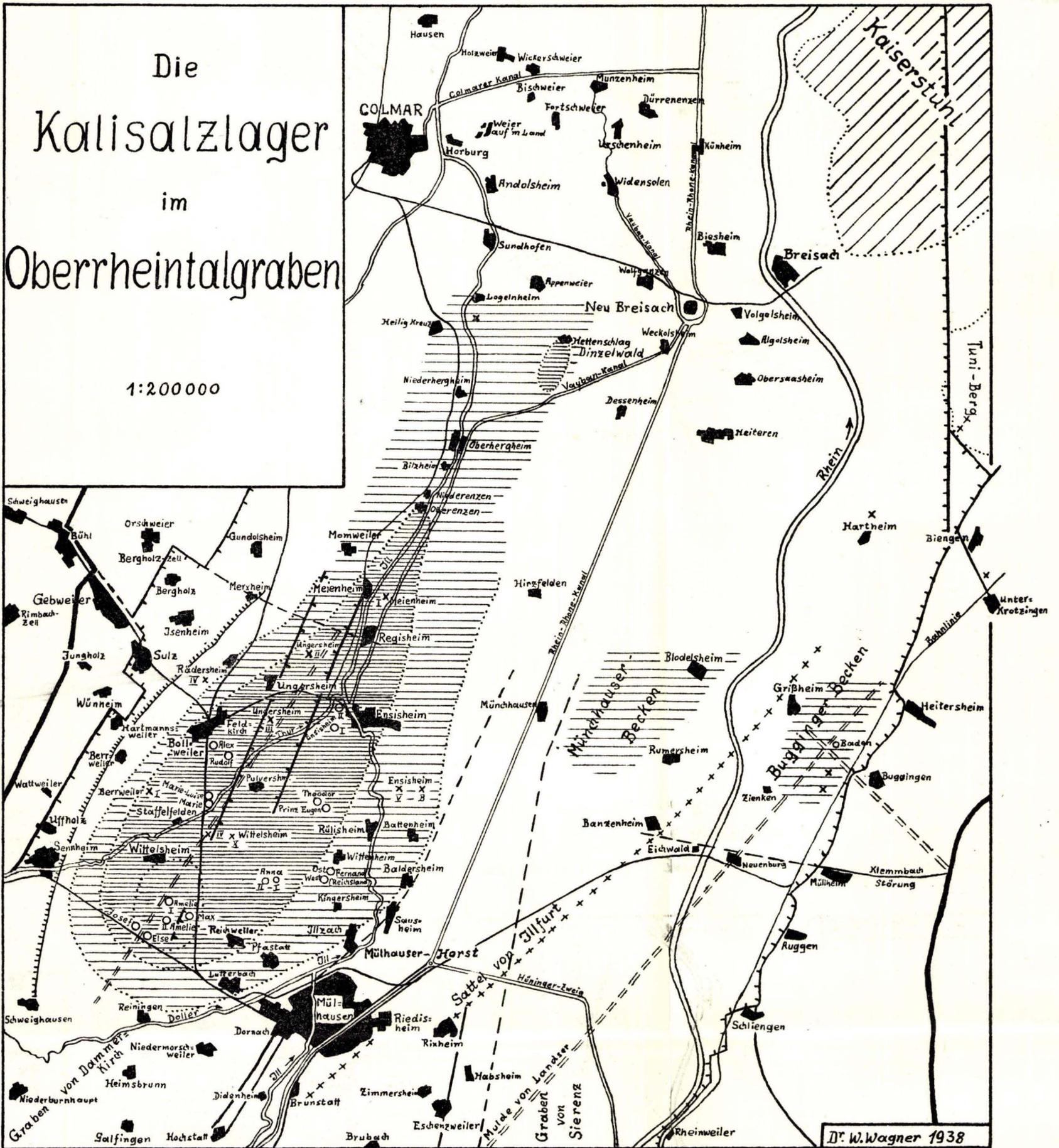
DAS UNTEROLIGOZÄN SANNOSIEN im OBERRHEINTALGRABEN

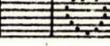
1:1000000
VON
D. W. WAGNER



Erläuterung:

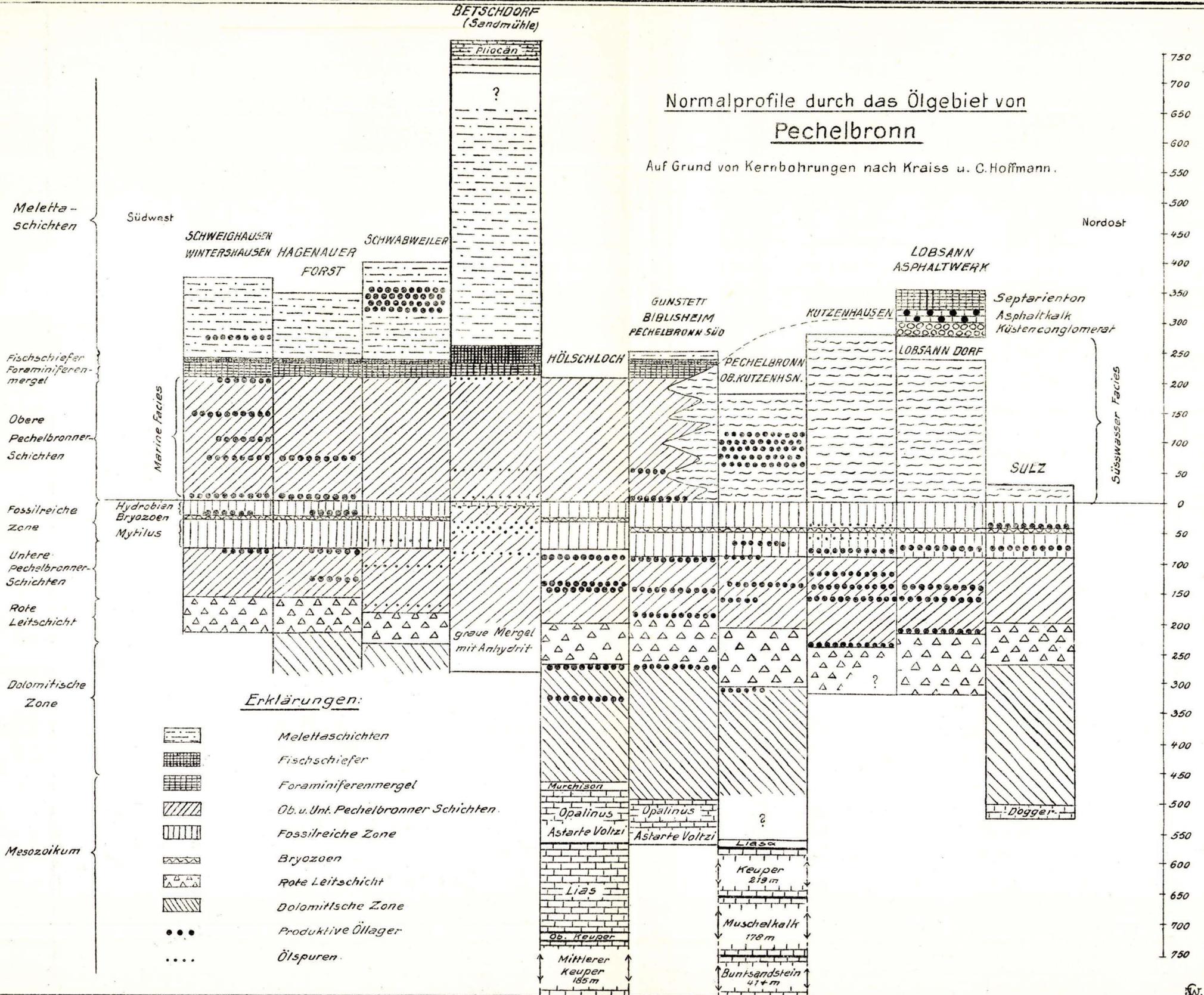
-  Tiefenfacies
-  Tiefenfacies, Salz führend
-  Kalisalzlager
-  Erdölvorkommen
-  Kalkfacies (Mesanienkalk)
-  Randfacies
-  Rheintal-Randspalten
1. äußere Spalte. 2. Vorbergspalte



○ Schacht; * Bohrung; — Grenze der Steinsalzablagerung gegen Westen; - - Störungen;
 Gebiet des Unteren Sylvinitlagers  Äußere Randspalte; = = = Muldenlinie
 Gebiet des Oberen Sylvinitlagers  Kerngebiet; — Innere Randspalte; + + + Sattellinie

Normalprofile durch das Ölgebiet von
Pechelbronn

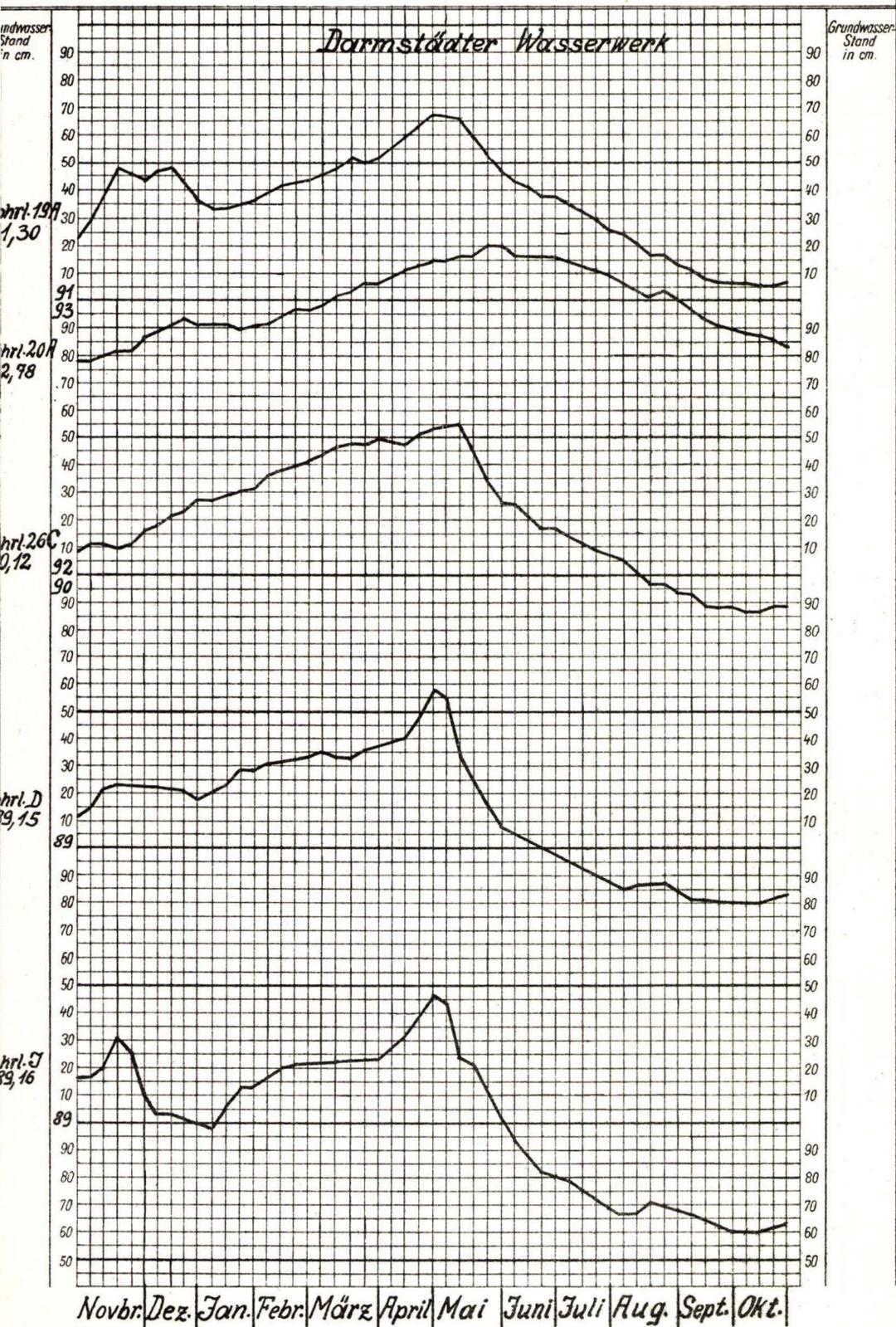
Auf Grund von Kernbohrungen nach Kraiss u. C. Hoffmann.



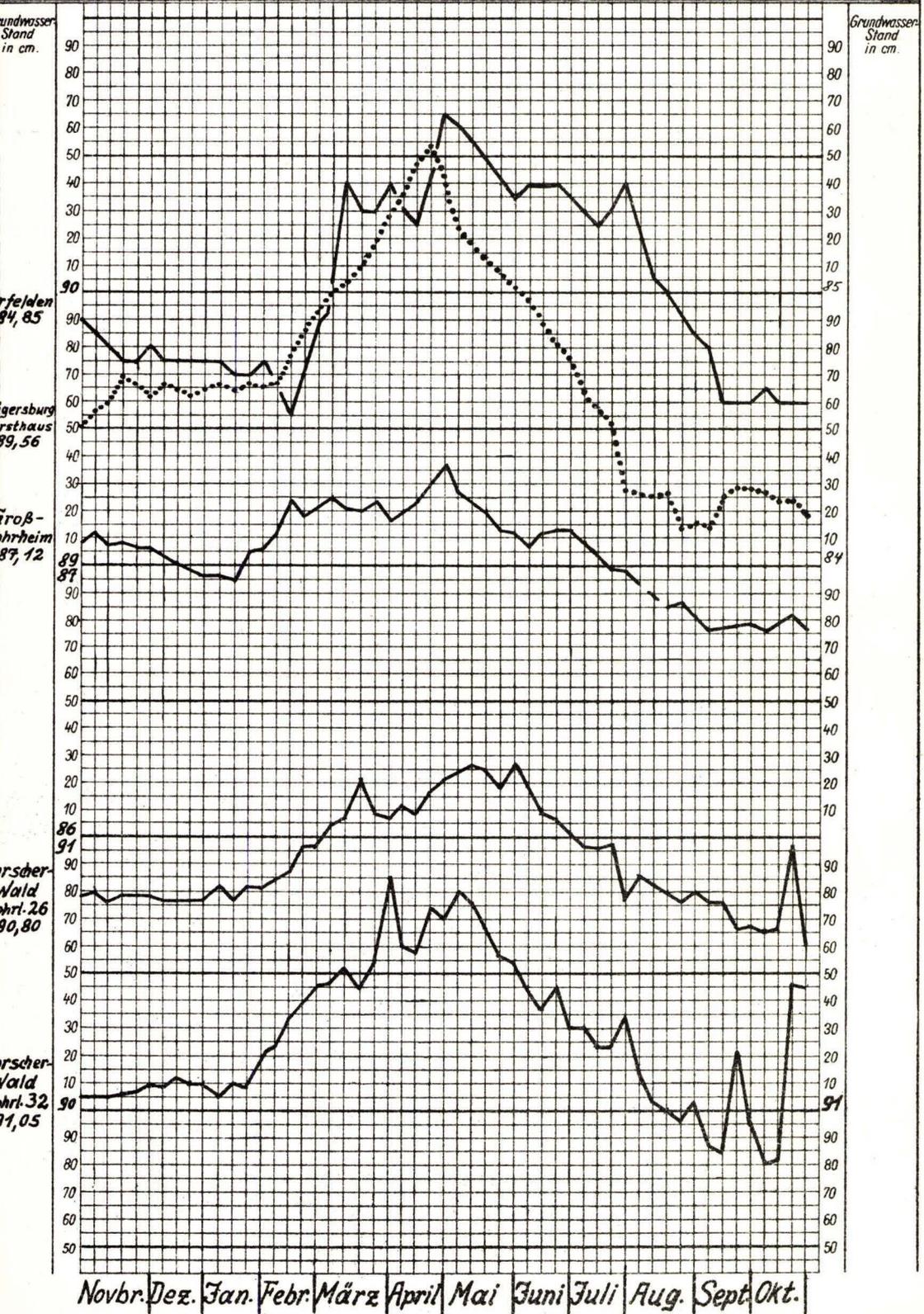
Erklärungen:

- Melettaschichten
- Fischschiefer
- Foraminiferenmergel
- Ob. u. Unt. Pechelbronner Schichten
- Fossilreiche Zone
- Bryozoen
- Rote Leitschicht
- Dolomitische Zone
- Produktive Öllager
- Ölsuren

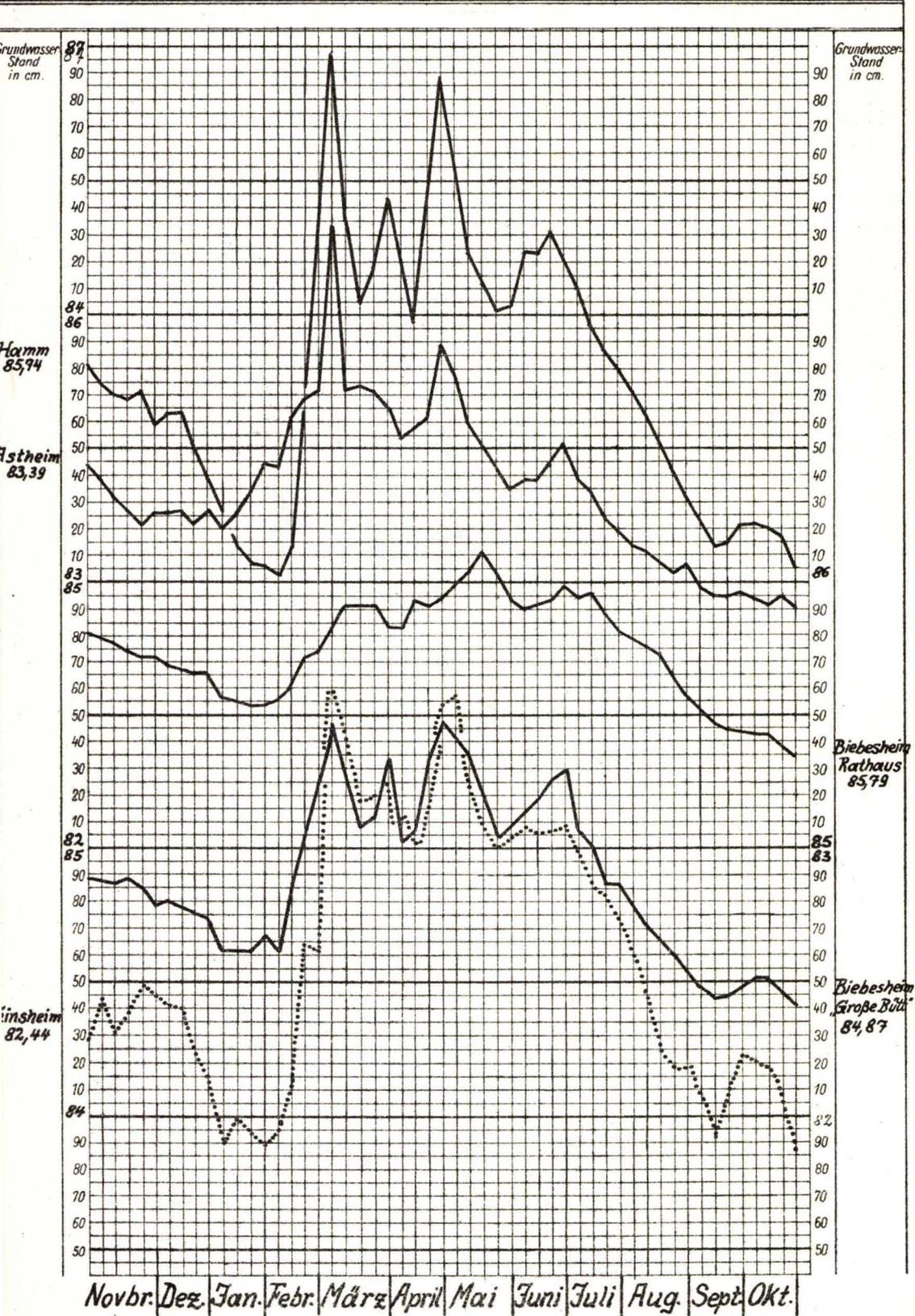
Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Darmstadt) Tafel 1.



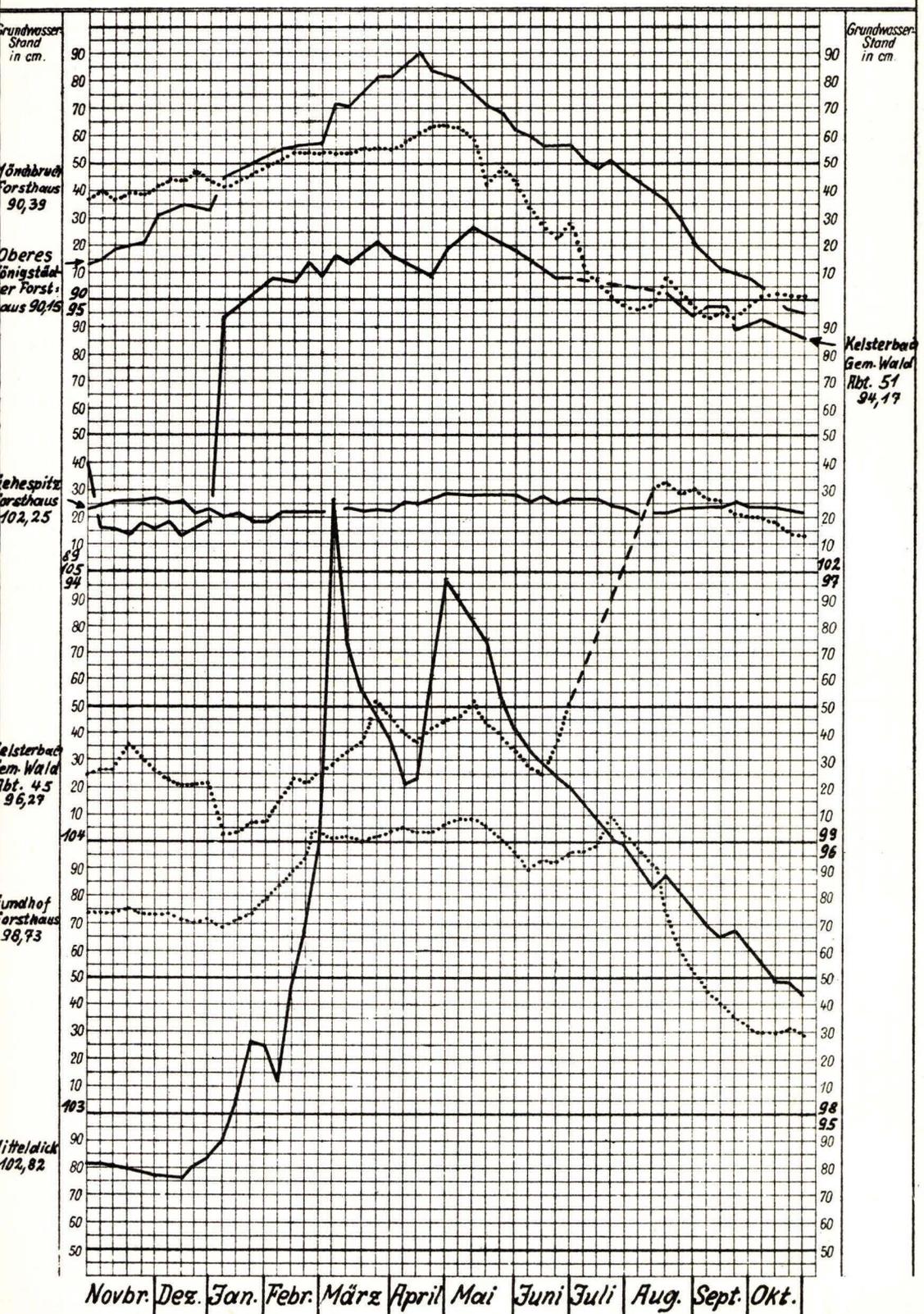
Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Hess.Ried) Tafel 2



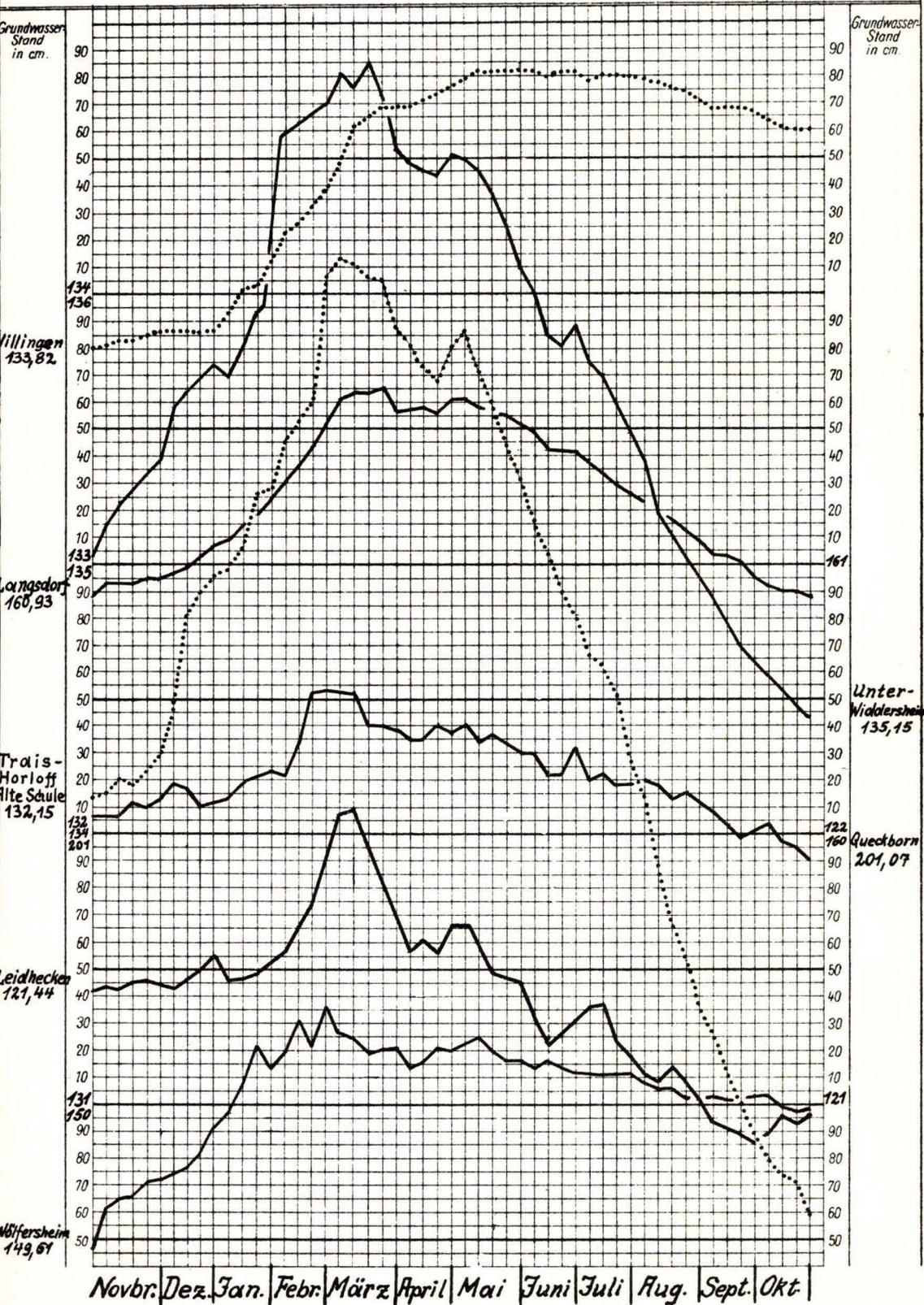
Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Hess. Ried) Tafel 3



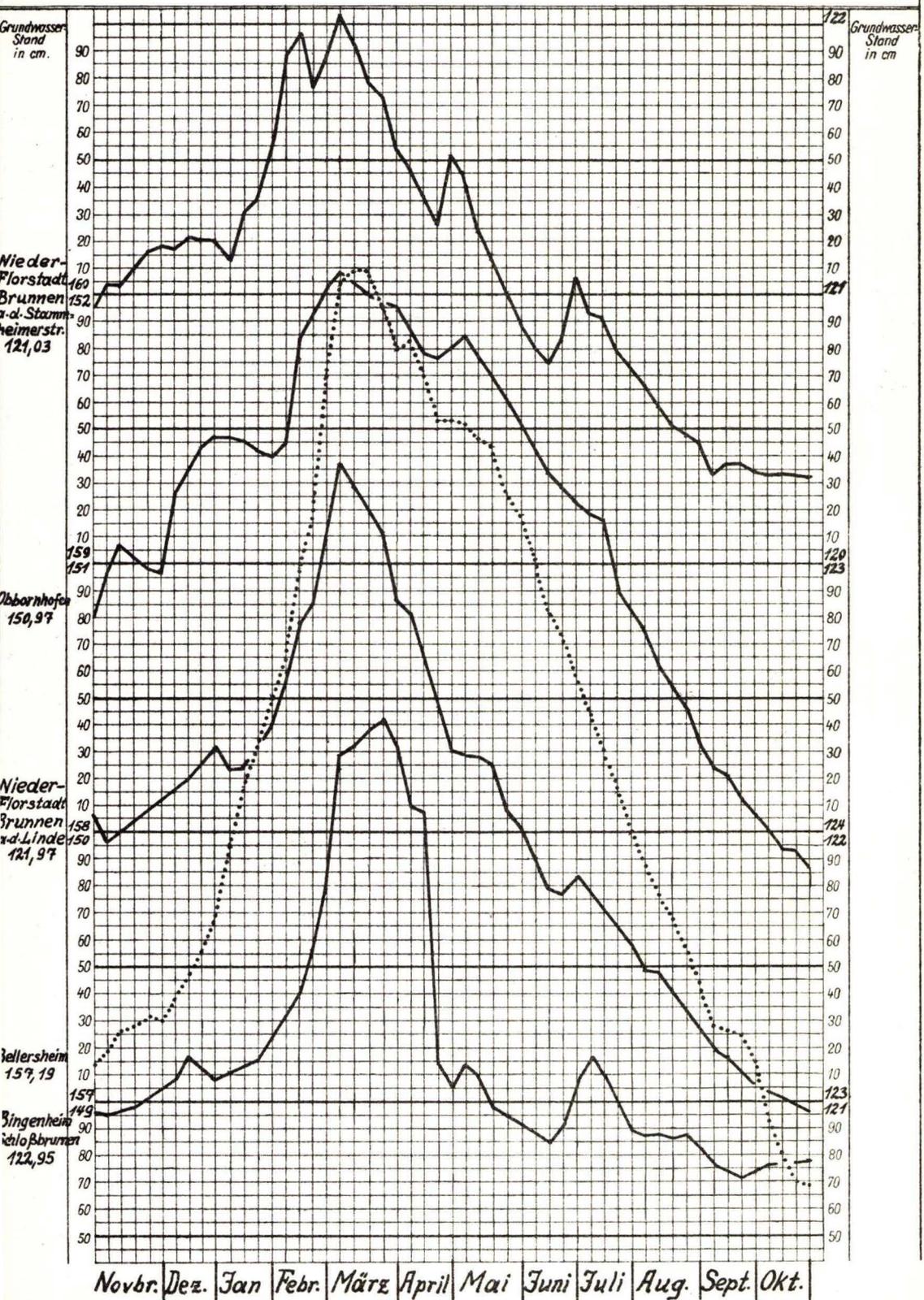
Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (nördl. Starkenburg) Tafel 4



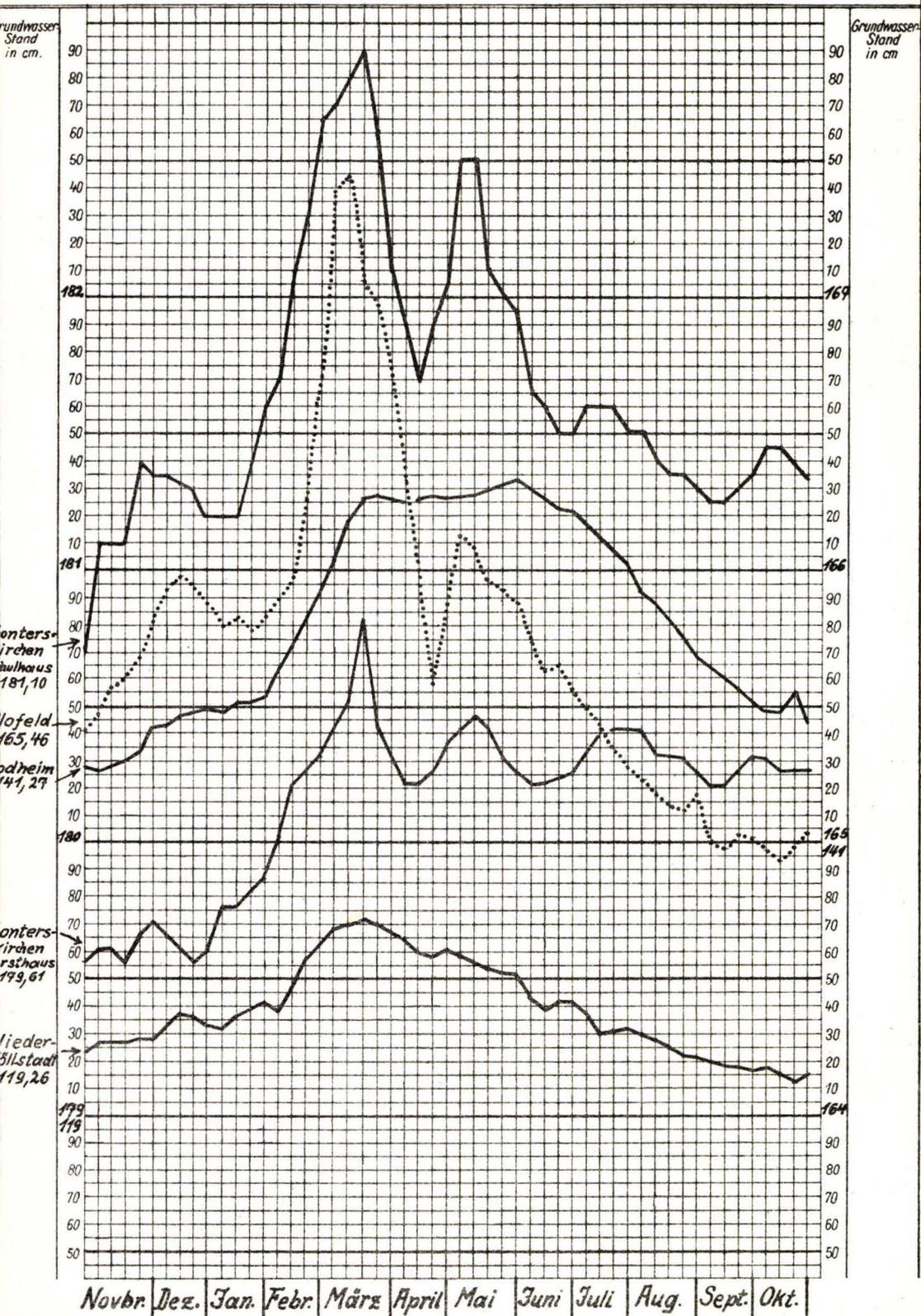
Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Oberhessen) Tafel 6



Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Oberhessen) Tafel 7



Grundwasserbeobachtungen in Hessen 1937 (Oberhessen) Tafel 8



Zu beziehen durch die Geologische Landesanstalt:

**Topographische Uebersichtskarte
des Odenwaldes und der Bergstraße**

Mit Höhenlinien. — Maßstab 1:100 000. — 1907. Preis M. 3,60.

**Höhenstufenkarte
des Odenwaldes und der Bergstraße**

Maßstab 1:100 000. — 1909. Preis M. 3,60.

**Geologische Uebersichtskarte
des Odenwaldes und der Bergstraße**

von G. Klemm.

Maßstab 1:100 000. 1. Auflage, 1911. 2. Auflage, 1929. Preis 12.— RM.

Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen

mit 13 Tafeln.

1911. Preis M. 1,50. Vergriffen.

Bodenkarte von Hessen nebst Erläuterungen

von W. Schottler.

Maßstab 1:600 000. Preis 2 RM.

Im Verlage von **Gebr. Bornträger** in Berlin:

Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald

von Oberbergrat Prof. Dr. G. Klemm in Darmstadt.

Mit 40 Textabbildungen.

Die Kriegsschauplätze 1914—1918

geologisch dargestellt.

Heft 1.

Elsaß

von

und

Dr. W. Wagner

Dr. E. Kraus
a. o. Professor der Geologie in Königsberg i. Pr.

Landesgeologe in Darmstadt

Im Kommissionsverlag von **A. Bergsträßer** (W. Kleinschmidt) in Darmstadt

**Halitherium Schinzi,
die fossile Sirene des Mainzer Beckens**

von **Dr. Richard Lepsius.**

Eine vergleichende anatomische Studie.

Mit 10 lithogr. Tafeln.

Abhandlungen des mittelrheinischen geologischen Vereins.

1882. 4^o. Geb. M. 10.—.

Das Mainzer Becken, Geologisch beschrieben

von **Dr. Richard Lepsius**

mit einer geologischen Karte.

1883. 4^o. Geb. M. 12.—.

Karten des Mittelrheinischen Geologischen Vereins

im Maßstab 1:50 000, nebst Erläuterungen.

Preis für ein Blatt 8.40 M.

Sektionen: Allendorf—Treis; Alsfeld; Alzey; Biedenkopf—Laasphe; Darmstadt;
Dieburg; Erbach; Gladenbach; Herbstein—Fulda; Lauterbach—Salzschlirf;
Mainz; Schotten; Worms.

Im Verlage von **Georg Westermann, Braunschweig:**

Der Vogelsberg, sein Untergrund und Oberbau

Eine gemeinverständliche Heimatkunde

von **Dr. Wilhelm Schottler,**

Bergrat und hessischem Landesgeologen in Darmstadt.

Im Verlage von **Justus Perthes in Gotha:**

Geologische Karte des Deutschen Reiches

bearbeitet von **Dr. Richard Lepsius,**

in 27 Blättern im Maßstabe von 1:500 000.

Preis für ein Blatt M. 2.—.

Zu beziehen durch die Geologische Landesanstalt:

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hess. Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt.
I.—III. Folge, 1854—1880, in Heften je M. 5,40.

IV. Folge, Heft 1—35, 1880—1914, nebst Mitteilungen der Hess. Zentralstelle für die Landesstatistik je M. 5,40. Herausgeb. v. R. Lepsius.

V. Folge, Heft 1 bis 19 (1915—1938) nebst Mitteilungen der Hess. Zentralstelle für die Landesstatistik M. 5,40. Herausgegeben von der Direktion der Geologischen Landesanstalt. Sonderdrucke aus Heft 10 (1927) W. Schottler, Uebersicht der Böden Hessens, M. 1.—, aus Heft 12 (1929) W. Schottler, Erläuterungen zur Bodenkarte im Maßstab 1:600000 nebst der Karte M. 2.—, aus Heft 13 (1930) W. Schottler, Hessisches geologisches Schriftwerk. M. 0.50.

Abhandlungen der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt. gr. 8^o.

- Band I.** Heft 1. 1884. M. 4.50. R. Lepsius, Einleitende Bemerkungen über die geologischen Aufnahmen im Großherzogtum Hessen. — C. Chelius, Chronologische Uebersicht der geolog. und mineralogischen Literatur über das Großherzogtum Hessen. — Heft 2. 1885. M. 18.— Fr. Maurer, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes. Nebst Atlas. — Heft 3. 1889. M. 4.50 H. Schopp, Der Meeressand zwischen Alzey u. Kreuznach, Mit 2 lithogr. Tafeln. — Heft 4. 1898 F. v. Tchihatchef, Der körnige Kalk v. Auerbach-Hochstädten a. d. Bergstr. (Heft 4 vergriffen.)
- Band II.** Heft 1. 1891. M. 9.—. Chr. Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Groß-Umstadt, mit 10 lithogr. Tafeln. — Heft 2. 1892. M. 9.—. A. Mangold, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. Mit 1 Übersichtskarte und 2 Profiltafeln. — Heft 3. 1893. M. 4.50. L. Hoffmann Die Marmorlager von Auerbach. Mit 1 Tafel. — Heft 4. 1895. M. 5.40. G. Klemm, Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Mit 6 Tafeln.
- Band III.** Heft 1. 1897. M. 5.40. G. Klemm, Geologisch-agronomische Untersuchung des Gutes Weilerhof, nebst Anhang von G. Dehlinger. Mit 1 Karte. — Heft 2. 1897. M. 3.60 K. v. Kraatz-Koschla, Die Barytvorkommen des Odenwaldes. Mit 2 Tafeln. Heft 3. 1898. M. 5.40 Ernst Wittich, Beiträge zur Kenntnis der Messeler Braunkohle mit ihrer Fauna. Mit 2 Tafeln. — Heft 4. 1899. M. 9.—. C. Luedecke, Die Boden- und Wasserverhältnisse der Provinz Rheinhessen, des Rheingaus und Taunus.
- Band IV.** Heft 1. 1901. M. 9.—. C. Luedecke, Die Boden- und Wasserverhältnisse des Odenwaldes und seiner Umgebung. Mit 2 Tafeln. — Heft 2. 1906. M. 9.—. W. von Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren von Mauer u. Mosbach. Mit 14 Tafeln. — Heft 3. 1908. M. 9.—. W. Schottler, Die Basalte der Umgegend von Gießen. Mit 4 Tafeln und 3 Figuren im Text.
- Band V.** Heft 1. 1910. M. 9.—. Richard Lepsius, Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen, mit 12 Profilen im Text. Heft 2. 1911. M. 4.50. A. Steuer, Ueber den Wert ständiger Bodenwasserbeobachtungen für wissenschaftliche und praktische Zwecke und die Einrichtung eines ständigen Beobachtungsdienstes im Großherzogtum Hessen. Heft 3. 1913. M. 9.— B. Sandkühler, Ueber Malchite u. verwandte Gangsteine im Odenwald. Mit 4 Tafeln, 1 geolog. Karte u. 17 Abbildungen im Text. Heft 4. 1915. M. 9.— H. Engelhardt und W. Schottler, Die tertiäre Kieselgur von Altenschlirf im Vogelsberg. Mit 18 Tafeln.
- Band VI.** Heft 1. 1913. M. 9.—. A. Steuer, Marine Conchylien aus dem Mainzer Becken, I. Mit 8 Tafeln. — Heft 2. 1922. M. 7.20. W. Weiler, Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens. I. Mit 3 Tafeln. — Heft 3. 1922. M. 12.60. H. Harrassowitz, Die Schildkrötengattung *Anosteira* von Messel bei Darmstadt und ihre stammesgeschichtliche Bedeutung. Mit 6 Tafeln. — Heft 4. 1925. M. 18.—. O. Haupt, Die Paläohippiden der eozänen Süßwasserablagerungen von Messel bei Darmstadt. Mit 29 Tafeln.
- Band VII.** Heft 1. 1915. M. 7.50. W. von Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis fossiler Pferde aus deutschem Pleistozän, insbesondere über die Entwicklung und die Abkaustadien des Gebisses vom Hochterrassenpferd (*Equus mosbachensis* v. R.). Mit 14 Tafeln. Heft 2. 1917. M. 4.50. P. Revilliod, Fledermäuse aus der Braunkohle von Messel bei Darmstadt. Mit 1 Tafel und 18 Abbildungen im Text. — Heft 3. 1921. M. 4.50. F. Meunier, Die Insektenreste aus dem Lutetien von Messel bei Darmstadt. Mit 4 Tafeln. — Heft 4. 1922. M. 15. H. Engelhardt Die alttertiäre Flora von Messel bei Darmstadt. Mit 40 Tafeln.
- Band VIII.** Heft 1. 1925. M. 7.20. F. K. Drescher, Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). Mit 1 Karte, 2 Tafeln und 15 Textfiguren. — Heft 2. 1927, M. 7.—. K. Hummel, Die Schildkrötengattung *Trionyx* im Eozän von Messel bei Darmstadt und im aquitanischen Blättersandstein von Münzenberg in der Wetterau. Mit 11 Tafeln. — Heft 3. M. 7.—. W. Weiler (Worms), Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens II. (3. Teil: Die Fische des Septarientones.) Mit 6 Tafeln. — Heft 4. M. 7.50. K. Staesche, Sumpfschildkröten aus hessischen Tertiärablagerungen. Mit 9 Tafeln.
- Band IX.** Heft 1. 1936. E. Schönhals, Geologie der Umgebung von Bad-Nauheim und Friedberg (Oberh.) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärablagerungen. Mit 23 Zeichnungen, 8 Tafeln und einer Geologischen Karte 1:25000. (Zu beziehen durch Buchhandlung Max. Weg, Leipzig).

Geologische Karte von Hessen

im Maßstabe 1:25 000.

Herausgegeben von der Hess. Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt.

- I. Lieferung, Bl. Messel, Roßdorf nebst Erläuterungen, aufgenommen von C. Chelius. 1886. Vergriffen.
- II. Lieferung, Bl. Darmstadt, Mörfelden nebst Erläuterungen, aufgenommen von C. Chelius 1891. Vergriffen.
- III. Lieferung, Bl. Babenhausen, Neustadt, Schaafheim, Groß-Umstadt nebst Erläuterungen, aufgenommen von C. Chelius, G. Klemm und Chr. Vogel. 1894. Vergriffen.
- IV. Lieferung, Doppelbl. Bensheim und Zwingenberg nebst gemeinsamer Erläuterung, aufgenommen von C. Chelius und G. Klemm. 1896. Vergriffen.
- V. Lieferung, Bl. König, Brensbach, Doppelbl. Erbach und Michelstadt, aufgenommen von C. Chelius, G. Klemm und Chr. Vogel. 1898. Vergriffen.
- VI. Lieferung, Bl. Lindenfels, Neunkirchen, aufgenommen von C. Chelius, Bl. Beerfelden, Doppelbl. Neu-Isenburg und Kelsterbach, aufgenommen von G. Klemm nebst Erläuterungen. 1901. Lindenfels vergriffen.
- VII. Lieferung, Bl. Birkenau, aufgenommen von G. Klemm, Groß-Gerau, aufgenommen von A. Steuer, nebst Erläuterungen. 1905. Birkenau vergriffen.
 - Bl. Viernheim (Käferthal), aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1906.
 - Bl. Sensbach (Schlossau), aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1908.
 - Bl. Oppenheim, aufgenommen von A. Steuer, nebst Erläuterungen. 1911.
 - Bl. Messel (II. Aufl.), aufgenommen von G. Klemm, nebst Erläuterungen. 1911.
 - Bl. Allendorf a. d. L., aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1913. Vergr.
 - Bl. Gießen, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1913. Vergriffen.
 - Bl. Roßdorf (II. Auflage), aufgenommen von G. Klemm, nebst Erläuterungen. 1913.
 - Bl. Fürfeld, aufgenommen von H. Schopp, nebst Erläuterungen. 1913.
 - Bl. Laubach, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1918.
 - Bl. Neunkirchen (II. Auflage), aufgenommen von G. Klemm, nebst Erläuterungen. 1918.
 - Bl. Hungen, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1921.
 - Bl. Seligenstadt, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1922.
 - Doppelbl. Nidda und Schotten, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1924.
 - Bl. Wöllstein-Kreuznach, aufgenommen von W. Wagner, nebst Erläuterungen. 1926.
 - Bl. Alsfeld, aufgenommen von O. Diehl, nebst Erläuterungen. 1926.
 - Bl. Herbstein, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1928.
 - Doppelbl. Erbach und Michelstadt (II. Auflage), aufgenommen von G. Klemm, nebst gemeinsamer Erläuterung. 1928.
 - Bl. Birkenau (II. Auflage), aufgenommen von G. Klemm, nebst Erläuterungen. 1929.
 - Bl. Bingen-Rüdesheim aufgenommen von W. Wagner u. Fr. Michels nebst Erläuterungen. 1930.
 - Bl. Ulrichstein, aufgenommen von W. Schottler, nebst Erläuterungen. 1931.
 - Bl. Ober-Ingelheim, aufgenommen von W. Wagner, nebst Erläuterungen 1931.
 - Bl. Lindenfels (II. Auflage), aufgenommen von G. Klemm, nebst Erläuterungen 1933.
 - Bl. Lauterbach, aufgenommen von O. Diehl, nebst Erläuterungen 1935.
 - Bl. Rodheim, aufgenommen von W. Wenz, nebst Erläuterungen 1936.

Hessisches Gebiet auf nicht hessischen Blättern 1:25 000: Herausgegeben von der Preußischen Geolog. Landesanstalt: Wetzlar (hess. Groß-Linden), Kleeberg (hess. Kirch-Göns), Usingen (hess. Fauerbach), Homburg (hess. Ober-Eschbach), Frankfurt a. M. (Ost) (hess. Offenbach), Frankfurt a. M. (West) (hess. Steinbach), Schrecksbach (hess. Bernsburg), Windecken (hess. Altenstadt), Hüttengesäß (hess. Büdingen), Wiesbaden (hess. Kastel*), Hochheim (hess. Raunheim*), Eltville (hess. Heidenfahrt*), Hanau (hess. Groß-Steinheim), Neustadt (hess. Arnshain), Amöneburg (hess. Homberg). Herausgegeben von der Badischen Geolog. Landesanstalt: Eberbach (hess. Hirschhorn). *)Gemeinsame Aufnahme.

Preis für 1 Blatt nebst Erläuterungen	5.— R.M.
Blatt Seligenstadt nebst Erläuterungen	7.50 R.M.
Die Doppelblätter nebst gemeinsamer Erläuterung	10.— R.M.

Veröffentlichungen, die auf Grund ministerieller Verfügungen zu ermäßigten Preisen abgegeben werden dürfen, können nur unmittelbar von der Geologischen Landesanstalt bezogen werden.