

23098

Verhandlungen des Naturhist.-medizin. Vereins zu Heidelberg.
Beilageheft zu N. F. Band XV.

Zur Palaeogeographie des Schwarzwaldes.

Die Abrasionsfläche
als klimatisch-tektonisches Problem des
oberen Perms.

Von

Professor Dr. Adolf Strigel

Mit einer Karte und 7 Profilen.

Naturhistorisches
23
098
Geol.-Paläontolog. Abt.

FRANKFURT a. M. UND HEIDELBERG
VERLAG VON WILLI EHRLICH
1922.

Zur Palaeogeographie des Schwarzwaldes.

Die Abrasionsfläche
als klimatisch-tektonisches Problem des
oberen Perms.

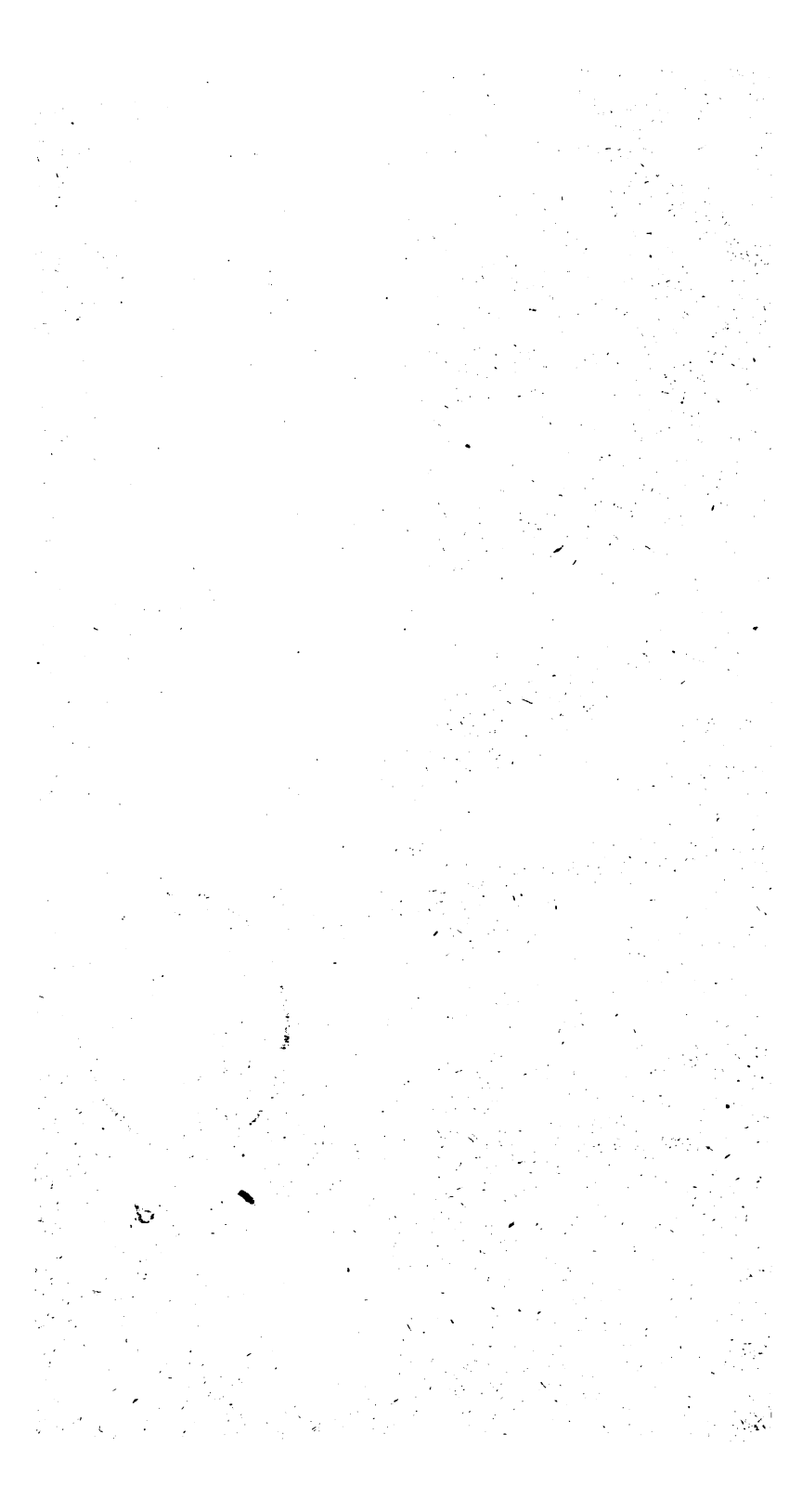
Von

Professor Dr. Adolf Strigel

Mit einer Karte und 7 Profilen.



23098



Vorwort. -

Die vorliegende Abhandlung ist durch die Erweiterung eines kürzeren Aufsatzes entstanden, die sich durch die Bezugnahme auf inzwischen erschienene Literatur über den gleichen Gegenstand als notwendig erwies. Sie wurde 1919 abgeschlossen, konnte aber nicht früher veröffentlicht werden. Grossen Dank schulde ich Herrn Geh. Hofrat Professor Dr. Salomon in Heidelberg dafür, dass er mir die Benützung der Bibliothek des geologischen Institutes gestattete und sich für die Drucklegung bemühte. Ebenso bin ich Herrn Professor Dr. Haeberle in Heidelberg zu herzlichem Danke verpflichtet für seine Bemühungen um die Drucklegung. Diese wäre unter den gegenwärtigen Verhältnissen nicht möglich gewesen, wenn nicht die Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft einen namhaften Beitrag dazu gestiftet hätte, wofür ihr an dieser Stelle ebenfalls herzlich gedankt sei. Die Arbeit wurde mit dem Geologie-Preis der Universität Heidelberg bedacht, dessen Betrag (1000 Mk.) ebenfalls zur Bestreitung der Druckkosten willkommen war. Dass sie sich vor der Veröffentlichung eine erhebliche Kürzung gefallen lassen musste, liegt in den Verhältnissen begründet.

A. Strigel.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	3
Literaturverzeichnis	5
1. Das Zechsteinproblem im Schwarzwalde	19
2. Prätriadische Abtragung permischer Sedimente und Eruptiva; die prätriadische Abtragungsebene der Schramberg-Schiltacher Gegend	22
3. Die Abrasionsfläche	25
a) Bestimmung des Horizontes	25
b) Beschreibung	27
c) Vergleich mit der Auflagerungsfläche des Oberkarbons und Rotliegenden	34
d) Die Möglichkeiten der Entstehung der Abrasionsfläche bezw: prätriadischen Gesteinsoberfläche	35
a) durch keinen einheitlichen geologischen Vorgang (verschiedenes Alter der Teile)	39
β) durch einen einheitlichen Vorgang (Teile gleichalterig)	45
αα) marin	45
ββ) subaerisch	58
4. Das Klima des Oberrotliegenden und Zechsteins	58
5. Der Verlauf der Einebnung	109
6. Anwendung auf das Zechsteinproblem im Schwarzwalde	115
7. Ausgleich der interpermischen Gebirgsbewegungen im Gebiete zwischen Hunsrück und Pfälzerwald. Die oberpermische Gebirgsbildung in Süddeutschland	117
8. Der Karneoldolomit des Oberrotliegenden	122
9. Zur Entwicklung der Ablagerungsräume des Karbons und Perms im Schwarzwalde	145
10. Zusammenfassung der Ergebnisse	151

Verzeichnis der benützten Literatur.

I. Aus der allgemeinen Geologie und Morphologie.

- 1886 Richthofen, F. von, Führer für Forschungsreisende.
1889 Penck, A., Das Endziel d. Erosion und Denudation; Verh. d. 8. deutsch. Geographentages, Berlin.
1889 Krümmel, O., Ueber Erosion durch Gezeitenströme; Pet. Mitt.
1893/94 Walther, J., Lithogenesis d. Gegenwart.
1897 Felix, J., Untersuchung über den Versteinerungsprozess pflanzlicher Membranen; Z. D. G. G. Bd. 49.
1899 Katzer, F., Ueber die rote Farbe von Schichtgesteinen; N. Jb. Bd. II.
1899 Spring, W., Ueber die eisenhaltigen Farbstoffe sedimentärer Erdböden usw.; N. Jb., Bd. I.
1900 Bornhardt, W., Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas.
1900 Fischer, Th., Wiss. Ergebn. e. Reise i. Atlasvorlande v. Marokko, Pet. M. Erg. 133.
1900 Fraas, E., Geogn. Profil vom Nil zum roten Meer. Z. D. G. G. Bd. 52.
1901 Futterer, K., Durch Asien, Bd. I.
1902 Credner, H., Elemente d. Geologie, 9. Aufl.
1902 Futterer, K., Der Pe-schan als Typus der Felsenwüste; G. Z.
1904 Passarge, S., a) Die Kalahari.
— — b) Ueber Rumpfflächen und Inselberge; Z. D. G. G. 56. Bd.;
— — c) Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika; Nat. Woch.
1905 Fiederichsen, M., Forschungsreise in den Zentralen Tian-schan und Dsungarischen Alatau, Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XX. (besprochen von F. v. Richthofen, in Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin).
1905 Futterer, K., Durch Asien, Bd. II., 1, herausgeg. von F. Noetling.
1905 Richthofen, F. von, Geologie, in: Neumayr, Anleitung z. wissensch. Beobachtungen auf Reisen, 3. Aufl.
1905 Stahlberg, W., Der Karabugas als Bildungsstätte eines marinen Salzlagers. N. W.
1907 Bauer, M., Beitrag zur Kenntnis des Laterites usw. N. Jb. Festband.
1907 Krümmel, O., Handb. d. Ozeanographie, Bd. I, 2. Aufl.
1907 Philippi, E., Ueber Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren; N. Jb. Festband.
1908 Andrée, K., Ueber stetige und unterbrochene Meeressedimentation usw., N. Jb., Beil. 25.
1908 Passarge, S., Die natürl. Landschaften Afrikas; Pet. M., 54. Bd.

- 1908 Semper, M., Die Grundlagen paläogeograph. Untersuchungen, Centralbl. f. M. usw.
- 1909 Futterer, K., Durch Asien, Bd. II, 2; herausg. v. K. Andrée.
- 1909 Linck, G., Ueber die Entstehung der Dolomite; Z. D. G. G., Bd. 61.
- 1910 Hettner, A., a) Die Arbeit des fließenden Wassers; G. Z.
— — b) Die klimatischen Regionen d. Wasserführung nach Penck, G. Z.
- 1910 Meigen, W., Neuere Arbeiten üb. d. Entstehung d. Dolomites, G. R. I.
- 1910 Passarge, S., Verwitterung und Abtragung i. d. Steppen und Wüsten Algeriens; Verh. d. 17. deutsch. Geogr. zu Lübeck 1909.
- 1910 Penck, A., a) Versuch e. Klimaklassifikation auf physiogeograph. Grundlage: Sitzgber. Preuß. Akad. d. Wissensch., 1910.
— — b) D. Morphologie der Wüsten; Verhdlg. d. 17. deutsch. Geograph. z. Lübeck 1909.
- 1911 Andrée, K., Diagenese der Sedimente usw.; G. R. II.
- 1911 Cloos, H., Geol. Beobachtungen in Süd-Afrika; 1. Wind und Wüste im deutsch. Namalande; N. Jb. Beilagebd. 32, 2. Geol. d. Erongo i. Hererolande; Beitr. z. geol. Erforschung d. Deutsch. Schutzgebiete, Heft 3.
- 1911 Hettner A., Die Klimate d. Erde; G. Z.
- 1911 Krümmel, O., Handb. d. Ozeanographie, Bd. II, 2. Aufl.
- 1911 Lozinski, W. von, Periglaciale Facies d. mechanischen Verwitterung; Nat.-W.
- 1911 Meigen, W., Laterit, G. R. II.
- 1911 Obst, E., Von Kilimatinde durch die Landschaft Turu nach Mkalama (Deutsch-Ostafrika), Mitt. geogr. Ges. i. Hamburg, Bd. XXV.
- 1911 Ramann, E., Bodenkunde, 3. Aufl.
- 1912 Andrée, K., a) Probleme d. Ozeanographie in ihrer Bedeutung f. d. Geologie; Nat.-W.
— — b) Ueb. Sedimentbildung am Meeresboden; G. R., III.
- 1912 Jaeger, F., Geograph. Forschungen im abflusslosen Gebiet von Deutsch-Ost-Afrika; Verhdlg. d. 18. Deutsch. Geographentags z. Innsbruck.
- 1912 Leitmeier, H., Dolomit, in Doelters Handb. d. Mineralchemie. Bd. I.
- 1912 Linck, G., Ueb. d. Bildung der Carbonate des Calciums, Magnesiums und Eisens, in Doelters Handb. der Mineralchemie, Bd. I.
- 1912 Obst, E., Die Landschaften Issansu und Iramba (Deutsch-Ostafrika); Mitt. d. geogr. Ges. i. Hamburg, Bd. XXVI.
- 1912 Passarge, S., a) Die Trockengebiete Algeriens; Geol. Charakterbilder, herausgeg. v. Stille.
— — b) Physiolog. Morphologie; Sonderabdr. aus Mitt. d. Geogr. Ges. i. Hamburg, Bd. XXVI, Heft 2.
- 1912 Staff, H. von, Morph. Erg. d. Deutsch. Tendaguru-Exped. i. Ost-Afrika; Verh. d. 18. Deutsch. Geogr. z. Innsbruck.
- 1912 Walther, Joh., a) Das Gesetz d. Wüstenbildung, 2. Aufl., b) siehe Abteilg. II).
- 1913 Hettner, A., Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen; G. Z.
- 1913 Leuchs, K., Ergeb. neuer geol. Forschung im Tian-schan; G. R. IV.
- 1913 Pfannkuch, W., Die Bildung d. Dreikanter; G. R. IV.

- 1913 Schmitthenner, H., Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes; Diss., Heidelberg,
- 1914 Andrée, K., a) Moderne Sedimentpetrographie usw. G. R., V, b) siehe Abteilg. II.)
- 1914 Hettner, A., a) Die Entwicklung d. Landoberfläche; G. Z.
— — b) Die Vorgänge d. Umlagerung an d. Erdoberfläche und die morpholog. Korrelation; G. Z.
- 1914 Leuchs, K., Ueb. d. Entstehung d. kontinent. Ablagerung. d. Tianschan; Centr. f. M.
- 1914 Obst, E., Terminologie und Klassifikation der Berge; Pet. M.
- 1914 Pfannkuch, W., Die Formen der Kantenkiesel; G. R. V.
- 1914 Stremme, H., Laterit und Terra rossa als illuviale Horizonte humoser Waldböden; G. R. V.
- 1915 Andrée, K., Wesen, Ursache und Arten der Schichtung; G. R., VI.
- 1915 Blanck, E., Kritische Beiträge z. Entstehung der Mediterran-Roterde. Mitteilg. d. landw. Versuchsstat. Rostock.
- 1915 Davis, W. M. und Braun, G., Grundzüge d. Physiogeographie, II. Morphologie, 2. Aufl.
- 1915 Delhaes, Wilh., Sammlung z. Erläuterung d. Windschliffs; G. R., VI.
- 1915 Lang, R., Ueber die Bildung von Bodentypen; G. R., VI.
- 1915 Obst, E., Das abflußlose Rumpfschollenland im nordöstl. Deutsch-Ostafrika, Teil I., Mitteilg. d. geogr. Ges. i. Hamburg, Bd. XXIX.
- 1915 Salomon, W., Die Definition von Grauwacke, Arkose und Ton; G. R., VI.
- 1915 Walther, Joh., Laterit in West-Australien; Z. D. G. G., Bd. 67.
- 1915 Zimmermann, E., Buntfärbungen von Gesteinen, bes. in Thüringen; Z. D. G. G., Bd. 67.
- 1916 Andrée, K., Ueber Sedimentbildung am Meeresboden (Fortsetzung); G. R., VII.
- 1916 Blanck, E., Ein Beitrag z. Entstehung der Mediterran-Roterde; G. R., VII.
- 1916 Meyer, H. L. F., Verwitterungslagerstätten; Z. f. pr. G.
- 1916 Tornquist, Grundzüge d. allg. Geologie.
- 1916 Walther, J., Das geolog. Alter und die Bildung des Laterites; Pet. M.
- 1917 Andrée, K., Ueber Sedimentbildung am Meeresboden (Schluß); G. R., VIII.
- 1917 Blanck, E., a) Die Entstehung und d. Alter des Laterits vom Standpunkt neuzeitlicher Bodenforschung; Pet. M. 63.
— — b) Zum Terra-rossa-Problem; Internat. Mitt. f. Bodenkunde.
— — c) Nochmals zur Entstehung d. Mediterranen Roterde; Landwirtschaftliche Versuchsstationen, Bd. 91.
- 1917 Hennig, E., Morphogenetische Ergebnisse u. Probleme aus dem Süden Deutsch-Ostafrikas; Pet. Mitt.
- 1918 Behrend, Fr., Ueber die Entstehung d. Inselberge u. Steilstufen usw.; Z. D. G. G., Bd. 70.
- 1918 Köppen, Wl., Klassifikation d. Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. Pet. Mitt.
- 1918 Wiegner, G., Boden und Bodenbildung.
- 1919 Grober, Das Tierleben d. Belad el Djerid (Südtunesien); Nat. W.

- 1919 Harassowitz, Herm. L. F., Die Klimate und ihre geolog. Bedeutung; Ber. d. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk., Bd. 7.
1919 Krenkel, E., Bericht üb. eine Geol. Forschungsreise in Deutsch-Ostafrika; Nat. W., S. 177.
1920 Kaiser, E., Studien während des Krieges in Südwest-Afrika; Z. D. G. G., Bd. 72.

II. Aus der historischen und regionalen Geologie.

1859—1879.

- Fraas, O.**, Vergleichendes Schichtenprofil in den Bohrlöchern Dürrmenz-Mühlacker und Ingelfingen. J. V. N. W., 15. Jg., 1859.
- Sandberger, F.**, Geolog. Beschreibung der Gegend von Baden. Beitr. z. Statist. d. inneren Verwaltung d. Großh. Baden, 11. Heft, Karlsruhe 1861.
- — Geolog. Beschreibung der Umgeb. d. Renchbäder. Ebenda, 16. Heft. Karlsruhe 1863.
- Schill, J.**, Geolog. Beschreibung der Umgebung von Waldshut. Ebenda, 23. Heft, Karlsruhe 1866.
- Laspeyres, H.**, Kreuznach und Dürkheim a. d. H.; Z. D. G. G., 19. Jg., 1867.
- Gümbel, C. W. von**, Geogn. Beschreibung des Königreichs Bayern, II. Abteilung: Geogn. Beschreibung d. ostbayrischen Grenzgebirgs, 1868.
- Lepsius, R.**, Ueber den bunten Sandstein in den Vogesen; Z. D. G. G., Bd. 27, 1875.
- Weiss, E.**, a) Erläut. z. Bl. Saarbrücken, 1875, G. K. Pr.
b) " " " Heusweiler, 1876, G. K. Pr.
- Gümbel, C. W. von**, Geogn. Beschreibung des Königreichs Bayern, III. Abteilg.: Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879.

1880—1884.

- Credner, H., Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung, 1880.
Koch, C., Erläut. zu Blatt a) Königstein, b) Hochheim; Lieferung 15 der
G. K. Pr. 1880.
Grebe, H., Ueber das Ober-Rotliegende, die Trias usw. in der Trirer'schen
Gegend. Jb. P. G. L., f. 1881, Berlin 1882.
Felix, J., Studien über fossile Hölzer, Diss., Leipzig 1882.
Fraas, O., Geogn. Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohen-
zollern, 1882.
Bornemann, J. G., Von Eisenach nach Thal und Wutha. Jb. Pr. G. L.
f. 1883, Berlin 1884.
Eck, H., Geogn. Karte der Umgebung von Lahr, mit Erläut., 1884.
Liebe, K. Th., Uebersicht über d. Schichtenaufbau Ostthüringens; Abh.
Pr. G. L., Bd. V, Berlin 1884.

1885—1889.

- Chelius, C., Erläuterungen zu Blatt Roßdorf, 1. Aufl., G. K. H., 1886.**
Vogelgesang, Gaea von Mannheim, Beil. z. Jahresbericht d. Realgymn.,
Mannheim 1886.
Chelius, C., Notizen a. d. Aufnahmegebiet des Sommers 1886; N. V. E. D.,
1887.

- Eck, H., Bemerkungen über d. geogn. Verhältnisse des Schwarzwalds; J. V. N. W., Jg. 43, 1887.
- Bornemann, J. G., Mitteilung über Aufnahmen auf Blatt Wutha; Jb. Pr. G. L. f. 1887, Berlin 1888.
- Grebe, H., Mitteilungen über Revisionsarbeiten im Triasgebiet der Saar und Mosel usw. Jb. Pr. G. L. f. 1887, Berlin 1888.
- Leppla, A., a) Ueber den Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen). Geogn. J., 1. Jg., 1888.
- — b) Rotliegendes und Buntsandstein im Hartgebirge; Mitteil. der Pollichia, XLVIII. Jb., 1889.
- Tecklenburg, Th., Geognostisches Profil des Manganerzlagers von Bockenrod im Odenwald; N. V. E. D., 1889.
- WeiB, C., und Grebe, H. Erl. z. d. Bl. a) Lebach, b) Losheim, c) Wadern, d) Wahlen. G. K. Pr. Berlin 1889.

1890

- Bücking, H., Das Rotliegende d. Breuschtals; M. G. L. E.-L. II. 1890.
- Fraas, E., Das Bohrloch v. Sulz a. Neckar; B. O. G. V. 1890.
- Leppla, A., Ueb. d. Zechsteinformation u. d. unteren Buntsandstein im Waldeckschen; Jb. Pr. G. L. XI. 1890

1891

- Bücking, H., Erl. z. d. Bl. a) Bieber, b) Langenselbold, c) Lohrhaupten; Lief. 49, G. K. Pr. 1891.
- Sandberger, Ueb. Steinkohlenformation u. Rotliegendes im Schwarzwalde; Jb. G. R. 1890 und V. G. R. 1891.

1892

- Amalizky, W., Ueb. die Anthracosien der Permformation Rußlands; Palaeontographica, 1892, S. 126.
- Andreae, A.; Benecke, E. W.; Schuhmacher, E. und Werveke, L. van, Bl. Weißenburg, G. K. E.-L. 1892.
- Benecke, E. W. und van Werveke, L., Ueb. d. Rotliegende der Vogesen; M. G. L. E.-L. III. 1892.
- Bücking, H., D. nordwestl. Spessart; A. Pr. G. L. 1892.
- Eck, H., Geogn. Beschreibung d. Gegend v. Baden-Baden usw.; A. Pr. G. L. 1892.
- Grebe, H., WeiB, S. u. Werveke, L. van, Bl. Saarbrücken, G. K. E.-L., 1892.
- Leppla, A., a) Was ist Oberrotliegendes? N. Jb., II., 1892.
- — b) Mitt. üb. d. Aufnahmen i. Gebiet des Bl. Waldeck-Cassel, Jb. Pr. G. L. f. 1889, Berl. 1892.
- — c) Ueber d. Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen (Hartgebirge); Z. D. G. G., Bd. 44, 1892.
- Lepsius, R., Geologie von Deutschland I., 1887—1892.

1893

- Althans, Riegelbildungen i. Waldenburger Steinkohlengebirge; Jb. Pr. G. L. f. 1891, XII, Berl. 1893.
- Kalkowsky, E., Glacialer Ursprung von Gerölltongchiefern im Kulm des Frankenwaldes; Z. D. G. G., Bd. 45, 1893.
- Koken, E., Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte; Leipzig 1893.

Leppla, A., Ueb. d. Bau der pfälz. Nordvogesen und des triadischen West-
richs; Jb. Pr. G. L., Bd. XIII, f. 1892, Berl. 1893.

Pfaff, Fr., Untersuchungen üb. d. geol. Verh. zw. Kandern und Lörrach
usw.; Ber. nat.-forsch. Ges. z. Freiburg i. B., Bd. VII., 1893.

1894

Grebe, H., und Leppla, A., Erl. zu Bl. Birkenfeld, 1894, G. K. Pr.

— — und Rolle, F., Erl. z. d. Bl. a) Ottweiler, b) St. Wendel, 1894, G. K. Pr.

Gümbel, C. W. von, Geol. v. Bayern, II, 1894.

Leppla, A., Exkurs. nach Albersweiler; B. O. G. V., 1894.

Sauer, A., Erl. z. Bl. Gengenbach; G. K. Bd. 1894.

Thürach, H., Bericht über die Exkursionen usw.; B. O. G. V. 1894.

Werveke, L. van, Exkursion nach Weißenburg; B. O. G. V. 1894.

1895

Sauer, A., Erl. z. Bl. Oberwolfach-Schenkenzell; G. K. Bd. 1895.

Schalch, F., Erl. z. Bl. Peterthal-Reichenbach; G. K. Bd. 1895.

1896

Amalitzky, W., A Comparison of the Permian Freshwater Lamellibranchiata from Russia with those from the Karoo System of South Africa (Quart. Journal of Geol. Soc. 51, 337); Referat v. Holzapfel, N. Jb., 1896, II.

Semper, M., Das paläothermale Problem; Z. D. G. G., Bd. 48, 1896.

1897

v. Ammon, Leppla, Thürach usw., Erl. z. Bl. Speyer, G. K. By., 1897.

v. Kraatz-Koschlau, Die Barytvorkommen des Odenwaldes. Abhdlg. Hess. Geol. L.; Bd. III, 2. 1897.

Sauer, A., Erl. z. Bl. Hornberg-Schiltach; G. K. Bd., 1897.

Schalch, F., Erl. z. Bl. Königsfeld-Niedereschach; G. K. Bd., 1897.

Thürach, H.; Erl. z. Bl. Zell a. H.; G. K. Bd., 1897.

1898

Brunzel, K., Das Rotliegende nördl. v. Donon; M. G. L. E.-L., IV, 1898.

Grebe, H. u. Leppla, A., Erl. z. Bl. Buhlenberg; G. K. Pr., 1898.

Leppla, A., Erl. z. Bl. Oberstein; G. K. Pr., 1898.

1899

Sauer, A., Erl. z. Bl. Triberg; G. K. Bd., 1899.

Schalch, F., Erl. z. Bl. Villingen; G. K. Bd., 1899.

Sterzel, J. F., Die Flora d. Rotliegenden v. Oppenau im bad. Schwarzwald; M. B. G. L., III, 1899.

1900

Ammon, L. von, Ueber eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt a. Rhön; Geogn. J. 13. Jg., 1900, München 1901.

Benecke, C. W., Bücking, H., Schumacher, E., Werveke, L. van, Geol. Führer durch das Elsaß; Berl. 1900.

Dathe, E., Saurierfund i. Rotl. b. Neurode usw. Z. D. G. G. 1900.

Thürach, H., Ueber die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagerstätten i. nördl. Bayern; Geognost. J. Jg. 13, 1900, München 1901.

1901

- Blankenhorn, M., Neues zur Geol. u. Palaeont. Aegyptens; Z. D. G. G. Bd. 53, 1901.
Müller, G., Zur Kenntnis d. Dyas- u. Trias-Ablagerungen i. Ruhrkohlenrevier; Z. pr. G. Jg. 9, 1901.
Thürach, H., Erl. z. Bl. Haslach; G. K. Bd., 1901.

1902

- Frech, F., a) Leth. geogn.; 1887—1902
— — b) Studien üb. d. Klima d. geol. Vergangenheit; Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berl., Jg. 1902.
Scheibe, R., Geol. Spaziergänge im Thüringer Wald; Nat. Woch. 1902.
Scupin, H., Gliederung d. Schichten i. d. Goldberger Mulde; Z. D. G. G. Bd. 53, 1902.
Sterzel, J. T., Gruppe verkieselter Araucariten a. d. versteinerten Rotliegendewald von Chemnitz-Hilbersdorf, XIV, Ber. d. naturf. Ges. z. Chemnitz, 1900.
— — Der versteinerte Wald von Chemnitz; Offiz. Festzeitg. d. deutsch. Lehrerversammlg. i. Chemnitz, 1902. Referat über beides von Sterzel im N. Jb. 1902 II.
Weithofer, K. A., Geol. Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens; V. G. R., 1902.

1903

- Reis, O. M., Das Rotliegende und die Trias der nordwestl. Rheinpfalz, München, 1903; Sonderabdr. a. d. Erl. z. Bl. Zweibrücken.
— — und Ammon, L. von, G. K. By.; Bl. Zweibrücken, 1903.
Schalch, F., Erl. z. Bl. Neustadt; G. K. Bd. 1903.
— — und Sauer, A., Erl. z. Bl. Furtwangen; G. K. Bd. 1903.
Walther, Joh., a) Geol. Heimatkunde von Thüringen; b) Die Entstehungen von Salz und Gips durch topographische oder klimatische Ursachen; Centr. f. M. 1903.
Werveke, L. van, Wie die Umgebung von Gebweiler entstanden ist; M. Phil. Ges. E.-L. III.

1904

- Reis, O. M., Der Potzberg; Geogn. J., Bd. 17, 1904, München 1905.
Schalch, F., Erl. z. Bl. Donaueschingen; G. K. Bd. 1904.
Zimmermann, Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen i. d. Kaliregion des norddeutsch. Zechsteins; Z. D. G. G., 1904.

1905

- Berg, G., Ber. üb. Aufnahmen auf d. Bl. Schömberg u. Landeshut.
Dathe, E., Ber. über Aufnahmen auf d. Bl. Schömberg, Waldenburg und Friedland. Beides in Jb. Pr. G. L., Bd. XXVI f. 1905.
Koenen, A. von, Ueber Posidonia Becheri im produkt. Karbon und die Stellung v. Anthracosia; Centr. i. M., 1905.
Schmidt, M., Mitt. üb. einige kleinere Funde a. d. östl. Schwarzwald und dessen Umgebung; B. O. G. V. 1905.
Stremme, H., Die klimatischen Verhältn. d. oberen Steinkohlenformation Mitteleuropas; Nat. Woch. 1905, S. 234.
Werveke, L. van, Z. Geol. d. mittl. Vogesen; M. O. L. E.-L. Bd. III, 1905.

1906

- Petraschek, W., Die Schichtfolge im Perm von Trautau; V. G. R. 1906. (Separatabdruck 1907).
Schalch, F., Erl. z. Bl. Bonndorf; G. K. Bd. 1906.
Schmidt, Axel, Oberkarbonische und permische Zechschaler aus d. Gebiet der Saar und Nahe; Geogn. J., Bd. 19, 1906.
Schnarrenberger, W., Erl. z. Bl. St. Peter; G. K. Bd. 1906.
Steuer, A., Ueb. d. Zechstein b. Eberbach a. N.; N. V. E. D. 1906, H. 27.
Tornquist, A., Ausbildung und Ausdehnung d. deutschen Kalisalzlager; Z. pr. G., 14. Jg., 1906 (Referat).
Werveke, L. van, Erl. z. Bl. Saarbrücken; G. K. E.-L. 1906.

1907.

- Arldt, Th., Die Entwickl. der Kontinente und ihrer Lebewelt, Leipzig 1907.
Everding, H., Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze; A. Pr. G. L.; N. F. H. 52.
Gothan, W., Pflanzengeographisches aus der paläozoischen Flora; Z. D. G. G. 1907, und Nat. W. 1907.
Koken, E., Indisches Perm und die permische Eiszeit mit Beilage: Karte von Land und Meer zur permischen Zeit; N. Jb.-Festband 1907.
Regelmann, K., Erläut. z. Blatt Obertal-Kniebis; G. K. W., 1907.
Schalch, F., Nachträge z. Kenntnis d. Trias am südöstl. Schwarzwald; M. B. G. L. Bd. V, 1; 1907.
Schuster, J., a) Kieselhölzer der Steinkohlenformation und des Rotliegenden aus der bayr. Rheinpfalz.
— — b) Die Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. Beides in Geogn. J. 20. Jg., 1907, München 1908.
Sterzel, J. F., Die Karbon- und Rotliegendfluren im Großh. Baden. M. B. G. L. V, 2. 1907.
Suess, E., Die Tektonik des Steinkohlengebirges von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges; Jb. G. R., 57. Bd., 1907.
Werveke, L. van, Die Entstehung des Rheintales; M. Phil. Ges. E.-L., 1907.
Wüst, Ew., Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorlande; Centr. f. M., 1907.
Zimmermann, E., und Berg, G., Ber. üb. Aufnahme v. Bl. Friedland usw. im Waldenburger Bergland; Jb. Pr. G. L. f. 1904, Bd. XXV.; Berlin 1907.

1908.

- Bräuhäuser, M., Die Tektonik der Schramberg-Schiltacher Gegend; J. V. N. W., 1908.
Bräuhäuser, M., und Schmidt, A., Erl. z. Bl. Simmersfeld (östlich Enzklosterle); G. K. W., 1908.
Frech, F., Ueber das Klima der geolog. Perioden; N. Jb. 1908, Bd. II.
Koenen, A. von, Ueber Anthracosia und Palaeonodonta; Centr. f. M., 1908.
Kossmat, Fr., Paläogeographie, Sammlung Göschen, 1908.
Loretz, H., Scheibe, R., und Zimmermann, E., Erl. z. Bl. Ilmenau, Lieferung 64, G. K. Pr. 1908.

- Philippi, Ueber die permische Eiszeit; Centr. f. M., 1908.
Regelmann, K., Erl. z. Bl. Baiersbronn; G. K. W., 1908.
Schmidt, A., Ueber Anthracosia und Palaeonodonta; Centr. f. M. 1908, S. 239.
Schnarrenberger, W., Tektonik d. Elztales; B. O. G. V., 1908.
Walther, J., Geschichte der Erde und des Lebens, 1908.

1909.

- Berg, G., Zur Geologie des Braunauer Landes; Jb. Pr. G. L. f. 1908, Berlin 1909.
Bräuhäuser, M., Erläut. z. Bl. Schramberg; G. K. W. 1909.
Chamberlin and Salisbury, Geology; Earth History, Vol. II, London 1909.
Eckhardt, W. R., Das Klimaproblem der geolog. Vergangenheit und hist. Gegenwart; Sammlung Wiss. u. Bild., Bd. 31, 1909.
Krusch, P., Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster; Z. D. G. G., Bd. 60, 1909.
Möhring, W., Der Zechstein am nördl. Ostrande des rhein. Schiefergebirges; Diss., Berlin 1909.
Salomon, W., Ber. üb. d. Ausflüge: a) Geolog. Spaziergang auf das Heidelberger Schloß und die Molkenkur; b) Besichtigung d. Manganbergwerkes im Mausbachtal; B. O. G. V., 1909.
Schnarrenberger, W., Erläut. z. Bl. Elzach; G. K., Bd. 1909.
Seebach, M., Ueber d. Manganbergwerk im Mausbachtal b. Heidelberg usw.; B. O. G. V. 1909.
Thürach, H., Erläut. z. Bl. Heidelberg; 2. Aufl.; G. K., Bd. 1909.
Zimmermann, E., Ueber die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen; Z. D. G. G., Bd. 60, 1909.

1910.

- Ammon, L., von; Reis, O. M. usw.; Erläut. z. Bl. Kusel; G. K. B. 1910.
Botzong, C., Ausflüge nach Albersweiler und Umgebung; B. O. G. V., 1910, II.
Bräuhäuser, M., Beitr. z. Kenntnis des Rotliegenden a. d. oberen Kinzig; Mitteil. d. Geol. Abteilg. d. württ. Stat. Landesamtes, Nr. 7, Stuttgart 1910.
Buri, Th., Ueber Deckgebirgseinschlüsse in den Phonolithtuffen des Hegaus; Diss., Freiburg i. Br. 1910.
Eckardt, W. R., Paläoklimatologie; Sammlung Göschen, Leipzig 1910.
Meyer, H. L. F., Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias; Jb. Pr. G. L. 1910.
Philippi, Ueber einige paläoklimatische Probleme; N. Jb. Beil. 29, 1910.
Schmidt, M., und Rau, K., Erläut. z. Bl. Freudenstadt; G. K. W., 1910.
Semper, M., Das Klimaproblem der Vorzeit; G. R. Bd. I., 1910.
Stierlin, K., Geol. Untersuchungen im Gebiete der Emmendinger Vorberge, Nördl. Teil; M. B. G. L. VI., 1910.
Walther, J., Die Wüsten der Urzeit; Nat. W. 1910.
Werveke, L. van, a) Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. b) Grundkonglomerat des Bundsandsteins und Oberrotliegendes südwestlich Saarburg b. Trier; Ber. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver., 1910.

1911.

- Bräuhäuser, M. und Sauer, A., Geolog. Ueberblick über d. Obere, bes. das Württemb. Kinziggebiet; B. O. G. V., 1911, H. 1.
- Frech, F., Aus der Vorzeit der Erde, V.; aus Natur und Geisteswelt Nr. 211; 1911.
- Görgey, R., Die Entwicklung der Lehre von den Salzlagerstätten; G. R. II, 1911.
- Gothan, W., Jahresringlosigkeit der paläozoischen Bäume usw.; Natw. Wochenschr. 1911.
- Haug, E., Traité de Géologie, Vol. II.; Les périodes géologiques; Paris 1908—1911.
- Meineke, F., Das Liegende des Kupferschiefers; Diss.; Jb. K. Pr. L. f. 1910, Berlin 1911.
- Meyer, H., a) Die Festlandsbildungen des Zechsteins am Ostrande des Rhein. Schiefergebirges; Zeitschr. „Kali“, 1911.
- — b) Ueber Vertretung von Zechstein bei Schramberg; B. O. G. V. 1911, H. 2.
- Neumann, R., Geolog. Untersuchungen a. Schwarzwaldrand zwischen Kandern und Wehr. M. B. G. L. VI, 1911.
- Pompeckj, J. F., Zur Frage hoher Temperaturen bei der Entstehung mancher Kalisalze; Z. pr. G., Jg. 19, 1911.
- Regelmann, K., Erl. z. Bl. Enzklösterle; G. K. W. 1911.
- Salomon, W., Windkanter im Rotliegenden von Baden-Baden; B. O. G. V. 1911. 2. Heft.
- v. Seidlitz, Ueb. d. Bildung v. Konglomeraten. M. Phil G. E.-L. 1911.
- Stremme, H., Ueber paralische und limnische Kohlenlager und Moore; G. R. II., 1911, S. 3 ff.

1912

- Arrhenius, S., Lachmann, R., Die Bildung der Salzlagerstätten; G. R. III., 1912.
- Brandes, Th., Sandiger Zechstein am alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda usw. Centr. f. M. 1912.
- Bubnoff, S. von, mit Beitr. v. J. Wilser, Das Gebiet der Dinkelberge zwischen Wiese und Rhein; B. O. G. V. 1912, Heft 2.
- Bubnoff, S. von, a) Zur Tektonik des südlichen Schwarzwalds; N. Jb. 1912, Bd. 1.
- — b) Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel; M. B. G. L. VI., 1912.
- — c) Beitr. zur Kenntnis der Kulmzone im südlichen Schwarzwald; M. B. G. L. VII, 1912.
- Klemm, G., Erl. z. Bl. Roßdorf, 2. Aufl.; G. K. H. 1912.
- Lozinski, W., Ritter von, Z. Bildungsweise d. Konglomerate d. Rotliegenden; Jb. G. R. Bd. 62, 1912.
- Meyer, H. L. F., Die Entstehung d. deutsch. Kalisalzlag. Ber. d. oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk., Bd. 4 (1910/11), Gießen 1912.
- Milch, L., Deutschlands Bodenschätze I, Sammlg. Wissensch. u. Bildung, Bd. 104, 1912.
- Reis, O. M., Ueber einige im Unter- und Oberrotl. des östlichen Pfälzer Sattels gefundene Tierreste; Geogn. J., Bd. 25, 1912.
- Schalch, F., Erl. z. Bl. Stühlingen; G. K. Bd. 1912.

- Schmidt, A., Drei Tiefbohrungen auf Steinkohle am oberen Neckar; Württ. Jahrb. f. Stat. Landesk., 1912.
- Spiegelhalter, Fr., Die Tektonik im obersten Teil des Bonndorfer Grabens; M.B.G.L. VI, 1912.
- Strigel, A., Geol. Unters. d. perm. Abtragungsfl. I.; Verh. d. Nat.-Med. V. z. Heidelberg, N. F. XII, 1912.
- Walther, J., b) Lehrbuch d. Geologie Deutschlands, 2. Aufl., Leipzig 1912, a) siehe Abteilg. I.

1913

- Andrée, K., Die palaeogeogr. Bedeutung sedimentpetrogr. Studien; Pet. M. 1913.
- Blanck, E., Beitr. z. regionalen Verwitterung i. d. Vorzeit i. Mitteilg. d. landwirtsch. Institutes d. Univers. Breslau, VI. Bd., 1913.
- Bräuhäuser, M. und Sauer, A., Erl. z. Bl. Alpirsbach; G. K. W. 1913.
- Bubnoff, S. von, Ueb. d. Alter der Granite des Schwarzwalds; Z. D. G. G., 65. Bd., 1913.
- Bubnoff, S. von, D. Geschichte d. Wasserscheide zwischen Wutach und Schwarza; Ber. d. nat. Ges. z. Freiburg i. B., Bd. XX., 1913.
- Häberle, D., Der Pfälzerwald; Die Rheinlande; 1913.
- Kaiser, E. und Meyer, Herm., L. F., Der Untergrund des Vogelsberges; Führer z. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. in Gießen, 1913.
- Meyer, Herm. L. F., a) Der Zechstein in d. Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Facies; Ber. d. oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk. Bd. 5 (1912), Gießen 1913.
- — b) Ueber den Zechstein im Spessart u. Odenwald; Centr. f. Min., 1913.
- Quiring, H., Eifeldolomit und alttriadische Verebnung; Centr. f. Min.; 1913.
- Regelmann, K., Erläut. z. Bl. Wildbad; K. G. W., 1913.
- Schnarrenberger, W., Exk. Kinzigtal-Elztal-Freiburg und Freiburg; Schauinsland-Günterstal. Ber. üb. d. Exkurs. d. Deutsch. Geol. Ges.-Z. D. G. G. 1913, Bd. 65.
- Thürach, H., Exk. nach Baden-Baden; ebenda.
- Wilser, J., Die Perm-Triasgrenze im südwestl. Baden; Sonderabdr. a. d. Ber. d. Nat.-Ges. z. Freiburg i. B., Bd. XX, 1913.
- Zimmermann, E., Der thüringische Plattendolomit usw.; Z. D. G. G. Bd. 65, 1913.

1914.

- Andrée, K., a) siehe Abtlg. I. b) Die petrographische Methode der Palaeogeographie; Nat. W., 1914.
- Disler, C., Rotliegendes und Trias zw. Rheinfelden und Augst. Verh. Nat. Ges. Basel, 1914.
- Fraas, E., Das Bohrloch von Erlenbach b. Heilbronn; Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württembg., 70. Jg., 1914.
- Glaser, J., Geol. Untersuchung d. Emmendinger Vorberge, südl. Teil; Mitteilg. Bad. Geol. Land, Bd. VII, 1914.
- Kessler, P., a) Die Entstehung von Schwarzwald und Vogesen; B. O. G. V. 1914, Heft 1.
- — b) Versuch e. zeitl. Festlegung d. Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet; Geol. u. Pal. Abhdlg. N. F. Bd. 13, 1914.

- Meyer, Herm. L. F., Paläogeogr. Bemerkungen; Ber. d. Niederrh. geol. V. 1913, 2. Heft, Bonn 1914.
- Pompeckj, Das Meer des Kupferschiefers; Branco-Festschrift, 1914.
- Röhrer, Fr., Das Bohrloch der Papierfabrik in Dill-Weißenstein b. Pforzheim; B. O. G. V. 1914, Heft 1.
- Strigel, A., Geol. Untersuchung d. perm. Abtragungsfäche, II; Verh. d. Nat.-Med. V. zu Heidelberg, N. F. Bd. XIII, 1914.
- Werveke, L. van, Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelhheinischen Gebirge; Mitt. d. Ges. f. Erdk. z. Straßburg i. E. f. 1913, Straßburg 1914.
- Wilser, J. L., Die Rheintalflexur nordöstl. von Basel zw. Lörrach und Kandern und ihr Hinterland; M. B. G. L. VII, 1914.

1915.

- Dacqué, Grundlagen und Methoden der Palaeogeographie, 1915.
- Meyer, H. L. F., a) Beziehungen zw. Tektonik und Sedimentation im Zechstein; Zeitschr. „Kali“, 9. Jg., 1915.
- — b) Die Gliederung des Zechsteins; Ber. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk., N. F., Bd. 6 (1914). Gießen 1915.
- Zimmermann, E., Buntfärbungen von Gesteinen, bes. in Thüringen; Z. D. G. G. Bd. 67, Jg. 1915.

1916.

- Bubnoff, S. von, Beiträge z. Tektonik d. Schwarzwalds; Eclogae Geol. Helvet., Vol. XIV, No. 2, Lausanne 1916.
- Deecke, W., Geologie von Baden, I, 1916.
- Meyer, H. L. F., Klimazonen der Verwitterung usw., G. R. VII, 1916.
- Röhrer, Fr., Geol. Untersuchungen der Beziehungen zwischen d. Gesteinspalten, der Tektonik und d. hydrogr. Netz im nördl. Schwarzwald und südl. Kraichgau; B. O. G. V. 1916, 1. H.
- Scupin, H., Die erdgesch. Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges; Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss., Bd. XXXV., Berlin 1916.

1917 und 1918.

- Deecke, W., Geologie von Baden, II, 1917; III (Morphologie), 1918.
- Antevs, Das Fehlen resp. Vorkommen der Jahresringe an paläo- und mesozoischen Hölzern; Referat in Nat. W., 1918.
- Bräuhäuser, M., Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der Schwäb. Alb, J. V. N. W., 74. Jg., 1918.
- Thürach, H., Erläut. z. Bl. Heidelberg, 3. Aufl.; G. K. Bd. 1918.
- Zimmermann, E., Erläut. z. Bl. Wutha (neuerdings Bl. Eisenach-Ost); G. K. Pr.

1919.

- Bubnoff, S. von, Ueber den Parallelismus des Unter carbons im Schwarzwald und in den Vogesen; B. O. G. V. 1919.
- Strigel, A., Ueber prätriadische Einebnung im Schwarzwalde (Vorläufige Mitteilg.); B. O. G. V. 1919.

Geologische Karten: Karten 1:50 000 in den Beiträgen z. Statistik der inneren Verwaltung des Großherzogtums Baden (Bl. Rastatt-Steinbach, 1861, und Bl. Oppenau, 1863 von Fr. Sandberger, Bl. Waldshut 1866 von J. Schill). Geognostische Uebersichtskarte d. Schwarzwaldes 1:200 000 von H. Eck, 1887. Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden, 1:25 000; Geolog. Spezialkarte des Königreichs Württemberg, 1:25 000.

Nach Abschluß der Arbeit erschienen:

- Brandes, Th., Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. N. Jb. Beil. 1919.
- Lehmann, E., Fortschritt der min. u. geol. Erforschung der perm. Salzlagerstätten seit dem Jahre 1907. Sonderabdruck aus: Erdmann, Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze usw., 2. Heft.
- Meyer, H., 1. Der Bohlen bei Saalfeld in Thüringen; 2. Beschreibung mehrerer besonders lehrreicher Aufschlüsse im Saalfelder Zechstein. Mitt. d. V. f. Geol. in Saalfeld i. Th.
- Penck, W., Der Südrand der Puna de Atacama. Abhdlg. d. math.-phys. Klasse d. Sächs. Akad. d. Wiss. Bd. XXXVII, No. I, Leipzig 1920.
- Strigel, A., Kurze Notiz über d. Fortsetzung der Verwerfungen im Bonndorf-Lenzkircher Graben. B. O. G. V. 1920.
- Freiberg, Die Zechsteintransgression in Thüringen und d. Eindampfung der Zechsteinsalze. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 1921, Heft 2.
- Bubnoff, S. von., Die hercynischen Brüche im Schwarzwald. Habilitationsschrift Breslau. Stuttgart 1921.
- Zwölf länderkundliche Studien von Schülern A. Hettners, 1921:
- a) Thorbecke, F., Die Inselberglandschaft von Nord-Tikar, S. 215 ff.
 - b) Uhlig, C., Natur und Bevölkerung Deutsch-Ostafrikas usw. S. 243.
 - c) Jäger, F., Deutsch-Südwestafrika, S. 283 ff.
 - d) Waibel, L., Das südliche Namaland, S. 313 ff.
- Born, A., Ueber jungpaläoz. kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abhdlg. Senkenberg. Nat. f. Ges. Bd. 37, 1921.
- Goetz, C., Ueber d. Entstehung des Dolomits usw., G. R. 1921.
- Reis, O. M., Erläut. z. d. Bl. Donnersberg, G. K. By. 1921.
- Hettner, A., Die Oberflächenformen des Festlandes. Berlin 1921.

Diese Arbeiten konnten nur noch in geringem Maße berücksichtigt werden.

Abkürzungen (alphabetisch).

A. Pr. G. L. = Abhandlg. Kgl. Preuß. geol. Landesanst (bezw. Abhandlung z. geol. Spezialk. v. Preußen); B. O. G. V. = Berichte über Versammlg. (später Jahresber. u. Mitteilg.) des Oberrhein. Geol. Vereins; Centr. f. M. = Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.; Geogn. J. = Geognostische Jahreshefte; G. R. = Geolog. Rundschau; G. Z. = Geograph. Zeitschrift; G. K. = Geolog. Spezialkarte (Bd. Baden, By. Bayern, E.-L. Elsaß-Lothr., H. Hessen, Pr. Preußen, W. Württemberg); Jb. G. R. = Jahrbuch k. k. geol. Reichsanst.; Jb. Pr. G. L. = Jahrbuch Kgl. Preuß. geol. Landesanst.; J. V. N. W. = Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg; M. B. G. L. = Mitteilg. Bad. Geol. Landesanst; M. G. L. E.-L. = Mitteilungen der geol. Landesanst. (bezw. Kommission f. geol. Landesuntersuchung) von Elsaß-Lothr.; M. Phil. Ges. E.-L. = Mitteilungen d. Philomath. Gesellsch. i. Elsaß-Lothr.; Nat. W. = Naturwiss. Wochenschrift; N. Jb. = Neues Jahrbuch f. Mineral., Geol. u. Pal. (Beil. = Beilageband); N. V. E. D. = Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde z. Darmstadt; Pet. M. = Petermanns Mitteilungen (Erg. = Ergänzungsheft); V. G. R. = Verhandl. k. k. geol. Reichsanst.; Z. D. G. G. = Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellschaft; Z. pr. G. = Zeitschrift f. praktische Geologie.

Das Zechsteinproblem im Schwarzwald.

Die eine marine Zechsteinfauna führenden Dolomite und Letten, wie sie noch im südlichen Odenwalde bei Heidelberg und Eberbach auftreten und neuerdings sogar bei Heilbronn erbohrt sind¹⁾, sind im Schwarzwalde bekanntlich nicht entwickelt. Es ist aber auch keine Diskordanz zwischen Rotliegendem und Buntsandstein, ja nicht einmal immer ein auffallender Gesteinswechsel zu beobachten, sondern die Arkosen, Breccien, Konglomerate, Sandsteine und Tone des Rotliegenden gehen häufig in anscheinend ununterbrochener Folge und völlig konkordanter Lagerung allmählich in die Arkosen, Tone und Sandsteine des unteren Buntsandsteins über, sodass eine scharfe Grenze zwischen Perm und Trias überhaupt nicht gezogen werden kann. Auch die besten Profile erlauben nicht, „eine sichere Trennung der paläozoischen und mesozoischen Sedimente vorzunehmen“²⁾.

Noch auffallender als die gleichförmige Auflagerung des unteren Buntsandsteins ist die des Hauptbuntsandsteins auf dem Rotliegenden, wie sie Thürach zwischen Biereck und Heildurg auf Blatt Haslach, wo der untere Buntsandstein fehlt, feststellte³⁾. Das Rotliegende zeigt zwar an seiner oberen Grenze meist eine Anreicherung an Dolomit, doch führt dieser keinerlei Fossilien und stimmt in seinem Habitus, sowie in der Karneolführung (daher „Karneoldolomit“ genannt), mit dem Dolomit überein, der bei Heidelberg im Oberrotliegenden unter dem Zechsteindolomit auftritt. Dieser Karneoldolomit dient in Verbindung mit dem Aufhören des Arkosecharakters und dem Beginn deutlicher Schichtung zur Festlegung der Grenze Perm-Trias. Indess erscheint diese Festsetzung bei dem Mangel an Fossilien zunächst als willkürlich. Der Buntsandstein greift vielfach über das Rotliegende hinweg auf das kristalline Gebirge über. Infolge der geschilderten Sachlage herrscht über den Zustand des Schwarzwaldes in der Zechsteinzeit Unklarheit.

Neben den sich häufig wiederholenden Angaben über Gesteinsähnlichkeit, allmählichen Gesteinswechsel und gleichförmige Lagerung der Sedimente an der permo-triadischen Grenze finden sich in der Literatur vereinzelt aber auch abweichende Darstellungen. So findet Deecke⁴⁾ im unteren Murgtal trotz der Konkordanz den Gesteinswechsel recht ausgeprägt. Nach Thürach lagern zwar der untere Buntsandstein dem Oberrotliegenden völlig gleichförmig, aber die obersten Arkosen und Konglomerate des Oberrotliegenden bei Baden-Baden und in der Rheinpfalz stellenweise deutlich dis-

¹⁾ Fraas, E. 1914.

²⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 15.

³⁾ H. Thürach, 1901, S. 27.

⁴⁾ Deecke, 1916, S. 228 und 221.

konkordant auf den älteren Bildungen auf. Dementsprechend erscheint auf einem der Profile aus der Umgegend von Baden-Baden am Merkur und Kleinen Staufenberg eine Abtragungsfläche noch innerhalb des „ro“, aber nahe seiner oberen Grenze¹⁾. H. Eck bezeichnet die Auflagerung des Buntsandsteins auf das Rotliegende in der Umgebung von Baden-Baden ohne nähere Begründung nur scheinbar als gleichförmig²⁾.

Zur Erklärung der konkordanten Aufeinanderfolge der Sedimente kann man annehmen, dass entweder der höchste Teil des „Oberrotliegenden“³⁾ oder der Karneoldolomit⁴⁾ oder der tiefste Teil des „unteren Buntsandsteins“⁵⁾ dem Zechstein äquivalent sei. Im letzteren Falle wäre die Perm-Trias-Grenze hinaufgerückt. Wir werden später zeigen, dass im Gebiete des Schwarzwaldes im Perm keine Meeressedimente abgelagert wurden. So könnte es sich nur um terrestrische Äquivalente des Zechsteins handeln. Die erwähnten Auffassungen stimmen darin überein, dass sie keine längere Unterbrechung für die Zechsteinzeit annehmen. Aber nicht alle Autoren nehmen ununterbrochene Sedimentbildung an; vielmehr scheinen andere, sofern sie ein völliges Auskeilen des Zechsteins, nicht nur des marinen, behaupten, einen Hiatus in der Sedimentation anzunehmen, ohne aber auf die Frage einzugehen, wie trotzdem konkordante Lagerung zwischen Rotliegendem und Buntsandstein möglich ist⁶⁾.

Es spielen in dieser Frage die Begriffe der konkordanten und diskordanten Lagerung herein. Darin herrscht so wenig Einheitlichkeit, dass der gleiche Tatbestand von dem einen Autor als konkordante Lagerung, von dem anderen aber als diskordante bezeichnet wird. Wir wollen durch folgende Definition der Sache und dem Sprachgebrauch gerecht werden: Zwei Schichtsysteme werden gleichförmig oder konkordant genannt, wenn ihre Schichten parallel zu einander gelagert sind und die Begrenzungsfläche der beiden Systeme ebenfalls zu den Schichten parallel ist; in allen anderen Fällen sind sie als ungleichförmig oder diskordant zu bezeichnen. Konkordante Auflagerung würde dann solche bei stetig sich fortsetzendem oder ungestörtem Schichtenverbande, diskordante solche bei nicht stetig weitergehendem oder gestörtem Schichtenverbande bedeuten. Eine sog. transgressive Diskordanz, d. h. eine solche, die nur durch Abtragung liegender Schichten ohne vorherige

¹⁾ H. Thürach, 1913, S. 498 und 499, Profil S. 491.

²⁾ H. Eck, 1892, S. 471.

³⁾ H. Meyer, 1911b, S. 47; J. Wilser, 1913, S. 14.

⁴⁾ O. Fräas, 1859, S. 326; 1882, S. 15; O. M. Reis, 1903, S. 134 (f. d. Rheinpfalz).

⁵⁾ M. Bräuhäuser, 1909, S. 23, für die Gegend von Schramberg 1913, S. 44, für das Gebiet der oberen Kinzig.

⁶⁾ Sandberger, 1863, S. 8/9; Eck, 1884, S. 75; 1892, S. 455; H. Thürach, 1913, S. 458, aber auch 1894, S. 51; van Werveke, 1914, S. 12; H. Meyer, 1913a, S. 52; M. Schmidt und K. Rau, 1910, S. 14; W. Deecke, 1916, S. 185, 194/95, 202; frühere Zusammenstellung der Ansichten bei A. Strigel, 1914, S. 30.

Aufrichtung erzeugt ist, erscheint dann als besonderer Fall von Diskordanz, wäre aber wohl besser als Denudationsdiskordanz zu bezeichnen, da die Störung des Schichtverbandes nicht eigentlich durch die Transgression, sondern durch die vorausgegangene Regression und damit verbundene Abtragung bewirkt wird. Die Bezeichnung „transgressive Diskordanz“ auch auf den Fall einer Unterbrechung in der Schichtenfolge ohne Störung des Schichtenverbandes, sei es, dass eine einfache Ablagerungspause ohne Abtragung oder Bildung einer schichtenparallelen Abtragungsebene vorliegt, („unconformity“) auszudehnen, halte ich im Interesse einer unmissverständlichen Terminologie für bedenklich, da der gleiche Tatbestand dann entweder als Lagerungskonkordanz oder als Transgressionsdiskordanz zu bezeichnen wäre, abgesehen davon, dass Transgression auch eine Lagerungsform ist. Ich halte es für richtiger, hier einfach von Hiatus oder Schichtenlücke mit konkordanter Schichtfolge zu sprechen¹⁾.

In diesem Sinne sind im Schwarzwalde Rotliegendes und Buntsandstein im allgemeinen als konkordante Ablagerungen zu bezeichnen²⁾. Jedoch darf man aus der Konkordanz nicht ohne weiteres überall auf ununterbrochene Ablagerung schliessen; die Grenzfläche könnte auch stellenweise oder im ganzen eine Abtragungsebene darstellen. Dies ist, wie mir scheint, eine bisher nicht genügend beachtete Möglichkeit.

Wo der Buntsandstein auf das Granit-Gneisgebirge übergreift, kann im Perm entweder keine Sedimentbildung, nur Abtragung stattgefunden haben; oder es können permische Sedimente abgelagert, aber vor der Ablagerung der betreffenden Triasstufe wieder zerstört worden sein.

Es ergeben sich so für die Zechsteinzeit folgende Möglichkeiten: Entweder herrschte während der ganzen Zeit teils Abtragung, teils Aufschüttung; oder es könnte das ganze Gebiet eine gleichmässige Abtragung erlitten haben, oder hätte zeitweise überall Aufschüttung vor sich gehen können, worauf dann später überall oder stellenweise Abtragung der gebildeten Sedimente folgte³⁾. Völlig ausgeschlossen erscheint eigentlich nur ununterbrochene Sedimentation während der ganzen Zeit im ganzen Gebiete oder eine ungleichmässige Abtragung, d. h. eine solche, die eine unregelmässige Abtragungsläche erzeugt hätte. Es ist endlich die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass in der ganzen Zeit weder Abtragung noch Auffüllung herrschte, dass also die von der Rotliegendzeit überkommene Lithosphaerenoberfläche sich bis zur Triaszeit unverändert erhalten habe. Dieses wäre der Fall gewesen, wenn z. B. bei Wasserbedeckung keine Abtragung stattgefunden hätte, aber auch keine Sinkstoffe vor-

¹⁾ Die Darstellung der historischen Entwicklung dieser Begriffe und die nähere Begründung obiger Definition muß leider aus Gründen des Raum-mangels fortfallen.

²⁾ Dagegen bestehen nach Thürach Diskordanzen innerhalb des Perms, z. B. bei Baden-Baden (Thürach, 1913, Profil S. 491).

³⁾ Vielleicht auch erst bei der Ablagerung des Buntsandsteins.

handen gewesen wären oder der Absatz von solchen durch Strömungen verhindert worden wäre¹⁾ Ob Abtragung immer gleichbedeutend mit einer Landperiode war, bleibt im einzelnen zu erwägen.

Prätriadische Abtragung permischer Sedimente und Eruptiva.

Die prätriadische Abtragungsebene der Schramberg-Schiltacher Gegend.

Durch die geologischen Aufnahmen der Gegend von Triberg durch A. Sauer und von Schramberg-Schiltach durch A. Sauer und M. Bräuhäuser wurden permische bzw. frühtriadische Verwerfungen, längs deren Sedimente des Rotliegenden an Granit abschneiden, nachgewiesen. Ueber beide, Rotliegendes und Granit, transgrediert bei Triberg der Eck'sche Geröllhorizont, bei Schramberg und Schiltach nach Bräuhäuser die dolomitische Stufe des Rotliegenden. Damit war der Beweis geliefert, dass im Schwarzwald noch innerhalb des Perms rotliegende Sedimente wieder abgetragen wurden. Eine andere Auffassung, etwa dass die Verwerfungen älter als das Rotliegende seien und dieses eine dadurch entstandene Depression ausgefüllt habe, erscheint z. B. bei Schramberg durch das Fehlen der Schuttkegelstruktur beim Rotliegenden ausgeschlossen, worauf A. Sauer²⁾ hinweist. Wohl lagerte sich das Rotliegende hier von Anfang an in einer Depression des Grundgebirges ab, aber diese wurde nach Bräuhäuser von einer quer zur Verwerfung ziehenden, aus der Triberger Gegend herkommenden und nach Oberndorf-Sulz weiterführenden Tal senke gebildet. Dieser permische Talzug wurde dann von den Verwerfungen zerschnitten, und die höheren Stücke verschwanden durch Abtragung³⁾. Bei Schramberg geschah die Abtragung nach Bräuhäuser nach der Ablagerung des Oberrotliegenden und vor der des transgredierenden Karneoldolomites, bei Triberg spätestens vor Ablagerung des Eck'schen Horizontes. Wie bedeutend sie bei Schramberg war, sieht man daraus, dass östlich der Verwerfung etwa 570 m Rotliegendes, westlich nur 4—5 m Karneoldolomit zwischen Granit und Buntsandstein vorhanden sind⁴⁾. Bräuhäuser nimmt daher eine Erosionszeit nach der Ablagerung des Oberrotliegenden und vor Beginn der Trias, genauer vor der Ablagerung des Karneoldolomites, an⁵⁾.

Ein weiteres Beispiel von einer permischen Grabenbildung und darauf folgendem Ausgleich durch Abtragung permischer Gesteine vor

¹⁾ Siehe van Werveke, 1914, S. 12.

²⁾ A. Sauer, 1897, S. 35.

³⁾ M. Bräuhäuser, 1910, S. 29.

⁴⁾ M. Bräuhäuser, 1909, S. 65.

⁵⁾ M. Bräuhäuser, 1909, S. 26.

der Trias treffen wir auf der Ostseite des Liezbachtales am Rotenkopf, wo die im Graben vorhandenen ru und Porphyrr nördlich und südlich davon zwischen Gneis bezw. Granit und Buntsandstein fehlen (Blatt Oberthal-Kniebis, aufgenommen von K. Regelmann). Die variskisch streichende Störung lebte, wie Niveauunterschiede des Buntsandsteins zeigen, in jüngerer Zeit wieder auf¹⁾.

Sehr merkwürdig ist nun aber, dass die Auflagerung des Karneoldolomites und Buntsandsteines auf dem Oberrotliegenden des Schramberger Einbruches ohne Diskordanz zu diesem erfolgt ist²⁾. Den vielfachen Schuttgehalt der Karneoldolomite und die unscharfe Grenze über dem gleichartig entstandenen ro deutet Bräuhäuser durch die Annahme einer „Aufarbeitungsbreccie“³⁾. Daneben ist aber die Regelmässigkeit der Auflagerungsfläche zu beachten. Ebenso ist die kristalline Basis des über die Verwerfung übergreifenden Buntsandsteins bezw. Karneoldolomites auffallend eben. Auch bei Schramberg und Schiltach vollzogen sich in jüngerer Zeit neue Gebirgsbewegungen, ungefähr längs der gleichen Linien wie im Perm, wodurch die Lagerungsverhältnisse sehr verwickelt wurden. Denkt man aber sich die jüngeren Störungen rückgängig gemacht, so zeigt sich, dass unter dem Karneoldolomit die kristalline Ebenheit und die Auflagerungsfläche auf tieferem Rotliegendem eine zusammenhängende Ebene bilden⁴⁾. Wie ist nun diese aufzufassen? Die erste ist natürlich eine Abtragungsebene („ziemlich eben abgehobelte Abtragungsfläche“⁵⁾). Ist die Ebenheit der oberen Grenze des Rotliegenden durch Aufschüttung oder ebenfalls durch Abtragung entstanden? Man kann sich vorstellen, dass die Abtragung nur auf der höheren Scholle gewirkt und die Abtragung dieser einerseits und die Auffüllung der Senke mit dem Abtragungsschutt andererseits schliesslich zu einer Einebnung geführt habe. Aber die Entstehung einer Ebene auf diesem Wege ist nicht so leicht zu begreifen. Ausserdem sollten in diesem Falle die obersten Lagen in der Einbruchssenke eine Schuttkegelschichtung zeigen, also diskordant zu den älteren liegen, was nicht der Fall ist. Es ist also nicht anzunehmen, dass jenseits der Verwerfung eine Abtragungs-, diesseits eine Aufschüttungsebene, die sich zu einer einheitlichen Ebenheit ergänzten, entstanden sei, vielmehr müssen wir annehmen, dass eine zusammenhängende Abtragungsebenheit vorliegt, dass also auch die ebene Oberfläche des Rotliegenden nicht durch Aufschüttung, sondern durch Abtragung entstanden ist, und dass über diese Abtragungsfläche Karneoldolomit und Buntsandstein transgredierte. Dieser Auffassung gibt auch Bräuhäuser Ausdruck, „denn er schreibt, dass das ältere Rotliegende „nach oben ebenfalls von der Abtragung eben abgestrichen war“⁷⁾. Diese Abtragungsebene lässt

1) Siehe Figur 4.

2) Siehe Strigel, 1914, S. 31.

3) Bräuhäuser, 1910, S. 31.

4) Vgl. v. Bubnoff, 1912a und 1916.

5) Siehe Figur 1.

6) Bräuhäuser, 1910, S. 25.

7) Bräuhäuser, 1910, S. 25, siehe auch S. 29.

sich von Schramberg weiter bis in die Gegend von Schiltach und Alpirsbach verfolgen. Zunächst seien aus diesem Kapital nachstehende Folgerungen gezogen:

1. Wo Buntsandstein unmittelbar das kristalline Gebirge bedeckt, herrschte nicht überall ununterbrochen bis zur Trias Abtragung, sondern es kamen stellenweise rotliegende und vielleicht auch Zechsteinsedimente zur Ablagerung, die vor der Trias bzw. zu Beginn der Trias wieder zerstört wurden.

2. Wo Buntsandstein konkordant auf Rotliegendem lagert, herrschte anscheinend nicht überall ununterbrochene Sedimentation bis zur Trias, sondern es fand stellenweise nicht nur eine Unterbrechung der Sedimentation (Hiatus), sondern sogar eine Abtragung von rotliegenden Sedimenten statt.

3. Das morphologische Ergebnis der prätriadischen Abtragung scheint immer eine Ebenheit zu sein; die obere Grenze sowohl des kristallinen Gebirges als auch die des älteren Ober-Rotliegenden stellen in der Schramberger Gegend eine zusammenhängende Abtragungsebene dar.

4. Durch die flach liegende Abtragungsebene wurde die konkordante Auflagerung der Triassedimente auf den permischen nicht verhindert. Durch solche konkordante Lagerung wird ununterbrochene Sedimentation vorgetäuscht, trotzdem sogar in der Zwischenzeit Gebirgsbewegungen stattgefunden haben und diesen eine Periode langer, intensiver Abtragung gefolgt ist.

5. Für die Entstehung des kristallinen Teiles der Abtragungsfläche ergibt sich eine zeitliche Grenze nicht nur nach oben, sondern auch nach unten hin. Die Fläche muss älter als der transgredierende Karneoldolomit bzw. Buntsandstein, aber jünger als die von letzteren bedeckten Sedimente des Rotliegenden sein.

6. Der Abtragung und Einebnung ging eine Periode der Gebirgsbildung am Schlusse des Oberrrotliegenden voraus, deren oberflächlichen Ausgleich sie darstellt.

Die Aufnahmen Thü r a c h 's bei Baden-Baden führten zu ähnlichen Ergebnissen. Auch hier fanden gegen Ende des Oberrotliegenden (oder nach diesem?) Gebirgsbewegungen, die aber nicht nur in Verwerfungen, sondern nach Thü r a c h sogar in einer Zusammenschiebung bestanden, statt. Die Wirkungen dieser Bewegungen wurden indess in der darauf folgenden Zeit oberflächlich wieder völlig ausgeglichen bis zu einer Abtragungsebene, die zu den liegenden Schichten diskordant ist. Nach der Einebnung lagerten sich auf dieser die Schichten des jüngsten „ro“ und damit gleichförmig die des unteren Buntsandsteins ab¹⁾.

Für die Vogesen stellt v a n W e r v e k e eine Transgression des Buntsandsteins über tiefere Schichten des Rotliegenden in der Umgebung von Gebweiler fest, da hier am Luspilkopf der Buntsandstein (und zwar mittlerer) die Tuffe des Rotliegenden unmittelbar

¹⁾ Thü r a c h, 1913, Profil S. 491.

überlagert und die Zwischenlagerung von Konglomeraten, die man über diesen anderwärts, z. B. bei Jungholz, als jüngste Bildung des Perms findet und also auch hier erwarten sollte, fehlt. „Diese Auflagerung des Buntsandsteins auf verschiedenen Stufen des Perm, insbesondere der als Rotliegende unterschiedenen Unterabteilung, beweist, dass eine Unterbrechung in der Ablagerung eingetreten ist. Es fanden in der Zwischenzeit Verschiebungen statt und stellenweise die Abwaschung der jüngsten Konglomerate“¹⁾.

Die Abrasionsfläche im Schwarzwald.

Bestimmung des Horizontes.

Wo der Buntsandstein unmittelbar den Granit-Gneis bedeckt, erweist sich seine Auflagerfläche als auffallende Ebenheit, als „eine Abrasionsfläche“²⁾. Wo der Buntsandstein mit Rotliegendem verbunden ist, liegt die obere Grenze des Rotliegenden im Niveau dieser Abrasionsfläche. Die Abrasionsfläche geht also über das Rotliegende hinweg. Nur da, wo das oberste Oberrotliegende allein in dünner Decke entwickelt ist, wie der Karneoldolomit der Schramberg-Schiltacher Gegend, kann auch das Rotliegende eine wenig unebene kristalline Basis zeigen, die man ebenfalls als Abrasionsfläche bezeichnen kann. Diese bildet dann die untere Grenze des obersten Oberrotliegenden. Ja, wir haben gesehen, dass die Auflagerungsfläche des Karneoldolomites bzw. obersten Rotliegenden sogar über rotliegenden Sedimenten eine Abtragungsebene sein kann. Beide Abrasionsflächen gehen kontinuierlich ineinander über³⁾.

Durch Abtragung des Deckgebirges kommt, zunächst als Talterrasse, dann als mehr und mehr zusammenhängende Fläche, eine kristalline Ebenheit zum Vorschein, die als ehemalige Auflagerungsfläche des Buntsandsteins gedeutet wird. Sie geht im allgemeinen stetig in die morphologisch bedeutsame Hochebene des kristallinen Schwarzwaldes über. Daher wird auch diese als frühere Basis des Buntsandsteins gedeutet⁴⁾. Es seien mir wenige Ergänzungen zu früheren Ausführungen gestattet. Unter der Bezeichnung „permische Abrasionsfläche“ fasst Thü r a c h Abtragungsebenen als Basis permischer oder triadischer Sedimente zusammen. Wo die Granit- bzw. Gneisunterlage der transgredierenden obersten Schichten des Oberrotliegenden mehr oder weniger eben ist, legt er die Abrasionsfläche an die Basis des Oberrotliegenden⁵⁾. Auf Grund seiner Feststellung, dass z. B. in der Badener Gegend die obersten Arkosen und Konglomerate sich diskordant auf das ältere obere Rotliegende lagern, ver-

¹⁾ van Werweke, 1903, S. 64.

²⁾ Vgl. Strigel, 1914, S. 22.

³⁾ Siehe Figuren 2, 3 u. 4.

⁴⁾ A. Sauer, 1895, S. 5.

⁵⁾ Z. B. am Täschenkopf, 1897, S. 37.

legt er hier die Abrasionsfläche zwischen das Oberrotliegende hinein, allerdings nahe seiner oberen Grenze und unterscheidet hier zwei Abtragungsflächen, eine ältere unter dem Karbon und eine jüngere, „die sich auch über die vorgebildeten, von Karbon und Rotliegendem erfüllten Mulden hinübererstreckte“¹⁾. Nach K. Regelman n treten die Sedimente des Rotliegenden im oberen (Nord-) Murgtale „in der Regel zusammenhanglos, Eintiefungen im Grundgebirge bis zur Abrasionsfläche (von mir gesperrt: der Verf.) ausfüllend, auf.“ „Der Schichtkomplex des Buntsandsteins lagert auf der aus den Gesteinen des Grundgebirges und des Rotliegenden gebildeten Abrasionsfläche (von mir gesperrt: der Verf.) auf.“²⁾ Im Gebiete des Enztales bei Wildbad füllt das in muldenförmigen Eintiefungen des Grundgebirges abgelagerte Rotliegende „diese bis zur Abrasionsfläche“ aus³⁾.

Thürach deutet die Hochfläche in der Umgebung der Heideburg südlich Haslach und deren nördliche Fortsetzung als aufgedeckten Teil der Abrasionsfläche⁴⁾. Die landschaftliche Bedeutung der Grundgebirgsterrassen wird für das obere Kinzig- und das Schiltachtal von Bräuhäuser⁵⁾, die Aufdeckung der Abrasionsfläche unter dem Buntsandstein von Schmitthenner für den ganzen nördlichen Schwarzwald dargestellt ist⁶⁾. Als weitere besonders günstige Standpunkte zum Studium der aufgedeckten Fläche werden von Schnarrenberger neben der Heideburg die Höhe des Brend⁷⁾ und des Schauinslands⁸⁾ von Deecke die Weissstannenhöhe nördlich des Titisees und Schönwald bei Triberg angegeben⁹⁾.

Deecke widmet der Abrasionsfläche in seiner Geologie von Baden einen besonderen Abschnitt. Daraus, dass er die mit Rotliegendem und Karbon erfüllten Mulden des kristallinen Gebirges bei Baden-Baden, Schramberg u. s. w. als zur Abrasionsfläche gehörig annimmt¹⁰⁾ und diese mit der Abrasionsfläche von Heidelberg gleichsetzt¹¹⁾, sollte man schliessen, dass er sich nicht an die strengere

¹⁾ Thürach, 1913, S. 499, siehe auch die Profile dazu.

²⁾ K. Regelman n, 1908, S. 35 und 38.

³⁾ K. Regelman n, 1913, S. 45.

⁴⁾ Thürach, 1901, S. 7.

⁵⁾ Bräuhäuser, 1911, S. 8; 1913, bes. Fig. 3, S. 11 (Blick von der Salzburger Steige bei Alpirsbach nach Süden).

⁶⁾ Schmitthenner, 1913, S. 37 ff.; Karte S. 40.

⁷⁾ Schnarrenberger, 1909, S. 4.

⁸⁾ Schnarrenberger, 1913, S. 511 und 516.

⁹⁾ Deecke, 1916, S. 195. Nach der Meinung Thürachs (vgl. Erl. z. 3. Aufl. v. Blatt Heidelberg, S. 43) ist auch in der Heidelberger Gegend im bzw. unter dem dortigen oberen Rotliegenden eine Abtragungsebene vorhanden, eben die permische Abrasionsfläche. Die Granitoberfläche soll, auch wo sie die Unterlage des Oberrotliegenden bildet, nicht schlechthin, sondern nur da, wo sie eben erscheint, z. B. im Aufschluß im Heidelberger Schloßgraben, dazu gehören. Diese würde dann die gleiche Abrasionsfläche, wie sie nach Thürach im Schwarzwald vorkommt, darstellen. Die Stellungnahme zu dieser Ansicht behalte ich mir für eine andere Gelegenheit vor.

¹⁰⁾ Deecke, 1916, S. 196.

¹¹⁾ Ebenda, S. 195.

Definition hält, sondern darunter einfach die Oberfläche des variskischen Rumpfes verstehen will, obwohl er es nirgends ausdrücklich bemerkt. Mitunter folgt er aber auch in diesem Abschnitt, wie wir noch sehen werden, der strengen Definition und versteht unter Abrasionsfläche die Abtragungsebene unter dem Buntsandstein. Die morphologische Bedeutung der aufgedeckten Abrasionsfläche behandelt D e e c k e im Zusammenhang in seiner Morphologie von Baden¹⁾.

Beschreibung der Abrasionsfläche.

Zunächst führe ich die in der Literatur niedergelegten Beobachtungen über die Form der Fläche an. Sie beziehen sich vor allem auf die Oberfläche des kristallinen Gebirges, die ja auch den Hauptteil der Fläche darstellt. Die Ebenheit über dem Rotliegenden wird als selbstverständlich hingenommen und daher nicht besonders hervorgehoben. E c k führt das Fehlen des unteren Buntsandsteins an der Hornisgrinde und bei Liebenzell auf Granitpartieen zurück, die als „Untiefen im Meere des unteren Buntsandsteins“ aufragten und von seinen Niederschlägen nicht bedeckt wurden²⁾. Sauer bezeichnet für das Gebiet von Hornberg-Schiltach die alte Auflagerungsfläche des Deckgebirges als „fast eben“³⁾ die aufgedeckte Fläche als „plateauartige Verflachung“⁴⁾. In der Gegend von Triberg bildet „die überall unter dem Buntsandstein hervortretende Ebene“ eine charakteristische Stufe⁵⁾. Während der untere Buntsandstein auf Blatt Peterstal noch kontinuierlich entwickelt ist, konnte er westlich davon auf Blatt Gengenbach unter dem übergreifenden Hauptbuntsandstein „nur noch lappenweise zu mächtigerer Ausbildung gelangen“, meist aber erscheint er stark reduziert, ja am Westrande der Moos fehlt er ganz. Dies wird von Sauer auf das Ansteigen der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins von O. nach W. für die Breite der Mooswalddecke nahezu um 100 m zurückgeführt⁶⁾. Th ü r a c h schildert die Oberfläche des Grundgebirges und Rotliegenden im Gebiete von Haslach als nahezu eben⁷⁾, die aufgedeckte Fläche als „hügelige Hochfläche“⁸⁾. Am Täschenkopf ist die Abrasionsfläche eine „fast ebene, horizontal liegende Fläche“⁹⁾. Sch a l c h schliesst aus dem isolierten, allseitig von Sandstein umgebenen Vorkommen von Granit und Granophyr, dass der aus Granit und Gneiss bestehende Untergrund im Gebiete von Batt Villingen „nicht durchweg nahezu eben gewesen sein braucht“. Das ältere Gebirge scheine stellenweise

¹⁾ D e e c k e, 1918, Abschnitt „Meerestransgressionen“, S. 82—84 un-spez. Teil S. 345—455.

²⁾ E c k, 1892, S. 37.

³⁾ Sauer, 1897, S. 5.

⁴⁾ Ebenda S. 3.

⁵⁾ Sauer, 1899, S. 8.

⁶⁾ Sauer, 1894, S. 58.

⁷⁾ Th ü r a c h, 1901, S. 4.

⁸⁾ Ebenda, S. 6.

⁹⁾ Th ü r a c h, 1897, S. 36.

„kleine aufragende Klippen“ gebildet zu haben, die von dem hier sonst die Basis des Deckgebirges bildenden Hauptkonglomerat nicht bedeckt wurden¹⁾. In der Gegend von Königsfeld lagert sich nach demselben Autor der Eck'sche Horizont auf die „etwas unregelmässige Abrasionsfläche des aus Gneiss und Granit bestehenden Untergrundes“ auf²⁾. Bei Wellendingen südlich Bonndorf legt sich ebenfalls nach Schalch der obere Buntsandstein mit „regelmässiger horizontaler Bankung direkt auf die schwach auf- und absteigende Granitoberfläche auf“³⁾. Schnarrenberger bezeichnet die abgedeckte Fläche als Peneplain⁴⁾. K. Regelman führt Schwankungen in der Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins von 10—50 m s. der Hornisgründe „auf Erhebungen der Abrasionsfläche, mitunter auch auf offenbar schroffe Riffe“ zurück. So verschwindet an dem durch die Granitporphyrgänge des grossen Schrofens gebildeten Riff so ebenso wie ein kleiner Teil des unteren Konglomerates auf kurze Strecke; ost-südöstlich vom Bosensteiner Eck ragt ein Quarzporphyrriff noch tief in den Eck'schen Horizont hinein⁵⁾. Man denkt bei solchen aus dem nördlichen und auch südlichen Schwarzwald mehrfach erwähnten riffartig aus der Abrasionsebene aufsteigenden Erhebungen unwillkürlich an die Inselberge der Rumpfflächen an der heutigen Eroberfläche.

Auf Blatt Baiersbronn erscheint die Basis des Buntsandsteins „auffallend ebenflächig“. Die Abtragung entfernte Gneisse und Granite „so gleichmässig, dass sich am Kontakte keine Störung zeigt“⁶⁾. Auf Blatt Enzklösterle ist die Abrasionsfläche „fast eben“⁷⁾. Auf stärksten wird die Ebenheit der Abrasionsfläche unter dem Karneoldolomit von Bräuhäuser betont für das Gebiet der oberen Kinzig. Immerhin rufen Niveaudifferenzen der Auflagerungsfläche noch Schwankungen in der Mächtigkeit des Karneoldolomites hervor⁸⁾. Die Unebenheiten des Untergrundes werden sogar erst durch den unteren Buntsandstein völlig ausgeglichen. Die Bildungen des letzteren füllen „in ihrer Mächtigkeit vielfach schwankend Unebenheiten des älteren kristallinen Gebirges“ aus⁹⁾. Auf Schmitthenners Karte der aufgedeckten Auflagerungsfläche des Buntsandsteins um Rench und Wolfach zeigt diese eine fast ebene, schwachwellige Gestalt. Der Buntsandstein des Mooswaldes soll ein älteres Tal überdecken¹⁰⁾. Wilser führt Mächtigkeitsschwankungen des unteren Buntsandsteins, so das Zurückgehen von 90 m auf 10 m im Bereiche eines einzigen Messtischblattes (Enzklösterle) und bei Schramberg von 30 m auf 0 m, ebenfalls auf

1) Schalch, 1899, S. 54.

2) Schalch, 1897, S. 66.

3) Schalch, 1912, S. 19.

4) Schnarrenberger, 1903, S. 4 und 1913, S. 511 und 516.

5) K. Regelman, 1907, S. 70.

6) K. Regelman, 1908, S. 52.

7) Derselbe, 1911, S. 66.

8) Bräuhäuser, 1910, S. 25 und 26.

9) Bräuhäuser, 1909, S. 23, ähnlich 1911, S. 27 und 1913, S. 43.

10) Schmitthenner, 1913, S. 44 und 45.

kurze Strecke, auf Unebenheiten der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins zurück¹⁾. Die von D e e c k e auf S. 196 u. f. der Geologie von Baden angeführten angeblichen Unebenheiten der „Abrasionsfläche sind nicht dieser, sondern der tiefer gelegenen Auflagerungsfläche des Karbons und Rotliegenden eigentümlich. Für die Abrasionsfläche selbst gilt dagegen, was D e e c k e über die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins bemerkt: „Wo im Schwarzwalde Buntsandsteindecken oder Reste derselben vorhanden sind, lagern sie im grossen und ganzen auf ebener Grundlage auf, mag das Gestein darunter noch so tektonisch gestört sein“²⁾. Der meist unmittelbar von Buntsandstein bedeckte Nordschwarzwälder Granit besitzt sogar „eine annähernd tafelförmige Oberfläche, welche gegen Osten unter die Trias einschliesst“³⁾. Eine wirklich glatte Denudationsebene“ war freilich die durch den ganzen Schwarzwald verfolgbare Abrasionsebene keineswegs, „sondern besass Dellen, durch harte Gesteine bedingte Höcker oder inselartige Bunkel, von denen man bei Waldshut in der dünnen Sandsteindecke Reste beobachtet (Dogern, Birkendorf), sowie breite Terrainwellen.“⁴⁾

Um dem Bedürfnis nach einer anschaulichen und übersichtlichen Darstellung Rechnung zu tragen, habe ich die Höhenlage der Ausstriche der Abrasionsfläche unter dem Buntsandstein nach den Angaben der geologischen Spezialkarten auf einer Karte aufgetragen und durch die Reste der aufgedeckten Fläche ergänzt. Dabei ergab es sich sozusagen von selbst, dass sich im Verbreitungsgebiet des Rotliegenden den Ausstrichen der eigentlichen Abrasionsfläche die im gleichen Niveau liegenden Ausstriche der oberen Grenze des Rotliegenden anfügten, sodass sich die Höhenschichtendarstellung der Abrasionsfläche zu einem Gesamtbild der jetzigen sowohl als auch der wahrscheinlichen ehemaligen Auflagerungsfläche des Buntsandsteins (prätriadischen Gesteinsoberfläche) erweiterte⁵⁾. Dieselbe stellt sich, wie ja zu erwarten ist, als Hälfte einer ovalen Gewölbefläche mit ungefähr S-N oder SSW-NNO gerichteter Längsachse dar, deren Ergänzung wir auf der linken Rheinseite zu suchen haben. Die südliche Abdachung erscheint durch den Abbruch der Dinkelbergscholle gestört. Die Regelmässigkeit der Wölbung ist nicht nur im W. und S., sondern auch am N.- und

¹⁾ Wilser, 1913, S. 19.

²⁾ D e e c k e, 1916, S. 195.

³⁾ Ebenda, S. 114.

⁴⁾ D e e c k e, 1918, S. 85.

⁵⁾ Siehe die Tafel im Anhang. Bedenken erregte mir die Darstellung da, wo das oberste „ro“ in dünner Decke auf relativ ebener kristalliner Basis lagert, da es hier vielleicht näher gelegen wäre, die untere Grenze des „ro“ darzustellen. Dann hätte man sich aber wieder im Gebiet des mächtigeren „ro“ vor die Unmöglichkeit gestellt gesehen, das Niveau einer auch hier stellenweise vorhandenen Abrasionsfläche festzulegen. So blieb, wenn man auf ein Gesamtbild nicht verzichten wollte, nichts anderes übrig, als die prätriadische Gesteinsoberfläche (Auflagerungsfläche des Buntsandsteins) zu wählen. Der Niveauunterschied der letzteren Fläche gegenüber derjenigen der „Abrasionsfläche“ ist übrigens da, wo geringmächtiges „ro“ vorhanden ist, so unbedeutend, daß er im Gesamtbilde nichts ausmacht.

O.-Rande durch Verwerfungen stark gestört. Aber auch nach dem Innern des Gebirges zu weist sie bedeutende Unregelmässigkeiten auf. So wird der südliche Schwarzwald in hercynischer Richtung von dem Bonndorf-Lenzkircher Graben gequert.¹⁾ Dieser gehört wohl der jüngsten Phase der Gebirgsbildung an. Es liegt ihm aber, wie von Bubnoff und Spiegelhalter dartun, eine paläozoische Anlage zugrunde.

Eine zweite Störung treffen wir südlich der unteren Kinzig; sie ist von Thürrach und Schnarrenberger beschrieben worden²⁾ Hier senkt sich nach Schnarrenberger die Peneplain von etwa 750 m Meereshöhe am Westrande der Hühneredelfläche leise nach Osten, wird aber dann bei 500 m durch die Elztallinie jäh unterbrochen und schnell südlich der Elz in die Höhe, um auf der Simonswälder Hochfläche in 1150 m Höhe von neuem zu beginnen. Einer weiteren grösseren Unregelmässigkeit, auf die Thürrach ebenfalls aufmerksam macht,³⁾ begegnen wir nördlich des unteren Kinzigtales. Nachdem die Fläche durch allmählichen Anstieg nach NW. zwischen Wolfachtal einerseits und Harmersbach—Renchtal andererseits eine Meereshöhe von 750—800 m gewonnen hat, fällt sie weiter nach Nordwesten rasch bis auf 450 m unter dem Mooskopf und steigt dann nochmals auf etwa 600 m an. Die Buntsandsteindecke ist hier wohl auch schon stark durch die Abtragung zerlappt, aber doch noch in grösseren zusammenhängenden Resten vorhanden, während sie im Gebiet der Elz bis auf dürftige Reste bei der Heideburg verschwunden ist. Es fragt sich, ob es sich um eine unmittelbare Fortsetzung der Hühnersedel-Heideburg-Senke handelt. Die tiefe Furche des Kinzigtales hat die Verbindung der beiden Gebirgsteile unterbrochen. Thürrach nimmt eine kontinuierliche Senkung der Abrasionsfläche von Brandenkopf bis zur Heideburg an⁴⁾.

Auch die eben geschilderten Senken südlich und nördlich der unteren Kinzig sollen durch jüngere Gebirgsbewegungen entstanden sein. Das Elztal wurde durch die verschiedene Höhenlage der Abrasionsfläche zu beiden Seiten als wichtige Verwerfungslinie erkannt, an der nach Schnarrenberger eine Verschiebung von über 600 m vertikaler Höhe stattgefunden hat.⁵⁾ Obwohl der Buntsandstein südlich der Elz abgetragen ist, ergibt sich doch aus der tiefen Lage des Buntsandsteinrestes bei der Heideburg, dass der Buntsandstein einst die gleiche Niveaudifferenz aufwies. Also ist die Zerreissung der Abrasionsfläche jüngerer Datums und bestand die heute vorhandene Stufe der Abrasionsfläche bei der Ablagerung des Buntsandsteins noch nicht. Die variskische Richtung der Störungslinie weist aber darauf hin, dass sie schon im Paläozoikum eine Rolle gespielt hat⁶⁾ Aus der Ebenheit der Abrasions-

¹⁾ Näh. siehe Bubnoff, 1912; Spiegelhalter, 1912; Strigel, 1920.

²⁾ Thürrach, 1901, S. 6 und 7; Schnarrenberger, 1908, S. 56; 1909, S. 4 und 36; 1913, S. 511.

³⁾ Thürrach, 1897, S. 8 und 47.

⁴⁾ Thürrach, a. a. O., S. 47.

⁵⁾ Thürrach und Schnarrenberger, a. a. O.

⁶⁾ Schnarrenberger, 1913, S. 511.

fläche beiderseits der Verwerfung muss man schliessen, dass im Paläozoikum vorhandene oberflächliche Höhenunterschiede vor der Auflagerung der Trias eingeebnet wurden, sodass die heutige Stufe der Abrasionsfläche nur auf Rechnung der jüngeren Tektonik zu setzen ist. Der tiefer liegende Teil der Abrasionsfläche nördlich der Verwerfung, von Thürrach als Mulde bezeichnet¹⁾, stellte nach Schnarrenberger ursprünglich eine zusammenhängende Tafelfläche dar, die heute durch an sprunghaften Aenderungen der Höhenlage der Fläche erkennbare Quersprünge, z. B. längs des Frischnau- und Biederbachtals, zerstückelt erscheint und demnach einen treppenförmigen Bau zeigt, ebenso wie auch der Anstieg zu dem höher gelegenen Teil, der südöstlichen Hochfläche, nicht auf einmal, sondern in deutlichen Stufen erfolgt²⁾.

Bei tektonischer Entstehung der nördlich der Kinzig unter dem Täschen- und Mooskopf gelegenen Senke könnte es sich, da an der noch zusammenhängenden Buntsandsteindecke keine Verwerfung nachgewiesen ist, wohl nur um eine Verbiegung längs einer zur Elztallinie parallelen Richtung handeln. Als Beweis für die Entstehung durch in der Tertiärzeit eingetretene Lagerungsstörungen führt Thürrach die verschiedene Höhenlage des Buntsandsteingebirges an. So befindet sich die untere Grenze des oberen Konglomerates am Täschenkopf in 760—770 m, am Nillkopf in 870—880 m, und am Brandenkopf in 920 m Höhe.³⁾ Die Tatsache aber, dass längs der Auslegungsachse der Buntsandstein über 10 auf Gneis übergreift, beweist, dass diese ebenfalls schon prätriadisch von Bedeutung war. Auf die Einmündung zwischen Kinzig und Rench folgt weiter nördlich eine bedeutende Aufwölbung am nördlichen Granitmassiv. Bei der Aufwölbung der Fläche, den verschiedenen Zerreibungen und Verbiegungen, unter denen der Bonndorf-Lenzkircher Graben hercynisch, Elztal-Verwerfung und Täschenkopf-Mooskopf-Abbiegung variskisch gerichtet sind, handelt es sich um sekundäre Veränderungen, die mit der primären Beschaffenheit der Abrasionsfläche nichts zu tun haben.

Im Hochschwarzwald, wo der Buntsandstein vollständig abgedeckt ist, zeigt die als einstige Auflagerungsfläche gedeutete Abrasionsfläche, d. h. die Gesamtheit der unter Auffüllung der jüngeren Erosionsrinnen zu einer zusammenhängenden Fläche ergänzten Rückenflächen zwischen diesen Tälern, nicht durchweg die erwartete Regelmässigkeit der Aufwölbung. Es ist, wenn überhaupt, jedenfalls nicht ohne genauere Untersuchung zu entscheiden, was dabei auf Rechnung jüngerer tektonischer Störungen oder Abtragung zu setzen ist. Auch Ausräumung von mit permischen Sedimenten erfüllten Rinnen und Gräben müsste in Betracht gezogen werden. Bei der Zone des karbonischen Schiefer scheint es, als ob die Abtra-

¹⁾ Thürrach, 1901, S. 7.

²⁾ Schnarrenberger, 1909, S. 36 und 37.

³⁾ Thürrach, 1897, S. 8 und 47; vgl. auch Deecke, 1917, S. 427 ff. über Lagerungsstörungen zu beiden Seiten der Linie oberes Renchtal-Harmersbachtal, aus denen auf eine Einmündung längs dieser Linie als Axe zu schließen ist.

gung stärker ausräumend gewirkt habe, als bei dem Granit-Gneisgebirge, weshalb auch ihr Verlauf auf der Uebersichtskarte hervorgehoben wurde. Das Wehratal und die östliche Nachbarzone machen auf unserer Karte den Eindruck einer Störungszone¹⁾. Auch die Hochfläche zwischen grosser und kleiner Wiese erscheint anormal, insofern sie im Norden etwas tiefer liegt als die Hochfläche östlich und westlich und nach Süden bis zum Hochblauen schwach ansteigt, statt sich normalerweise abzdachen. Nordwestlich der Linie Belchen-Feldberg gewinnt man nach dem natürlich nur vermutungsweise gezeichneten Verlauf der Höhenkurven fast den Eindruck, als ob man Teile der Auflagerungsfläche des Rotliegenden, die ja unebener ist als die Abrasionsfläche, vor sich hätte. Ziemlich sicher ist dies bei der Wanne von St. Peter—St. Märgen der Fall, in der ja auch noch Reste von Rotliegenden Sedimenten erhalten sind. Der Kandel gehört zu der nordwestlichen Begrenzung der Wanne. Interessant ist, dass die Senke durch Vereinigung zweier auf der östlichen Hochfläche entspringenden Rinnen — vergleichbar zwei Quellflussrinnen, die zu einer einzigen Talsenke zusammenmünden — zu entstehen scheint. Sie scheint sich nach SW fortgesetzt und noch bedeutend erweitert, vielleicht auch vertieft zu haben. Die einstige permische Sedimentfüllung, die anzunehmen ist, ist bis auf die erwähnten Reste ausgeräumt²⁾.

Wie war aber die Abrasionsfläche vor der Aufwölbung und dadurch bewirkten Verbiegung, Zerstückelung und Abtragung beschaffen? Dass die aufgedeckte Fläche heute noch den Charakter ausgezeichneter Ebenheit besitzt, wurde schon mehrfach hervorgehoben. Schwieriger ist die Feststellung der Form bei der bedeckten Fläche. Man wird zu diesem Zwecke die Aenderung der Höhenlage senkrecht zu der stärksten Neigung des Deckgebirges verfolgen. Dabei zeigt sich, dass die Fläche in der genannten Richtung auffallend geringe Aenderungen, eine verblüffende Beständigkeit der Höhenlage aufweist, und zwar genau so über dem Granit- und Gneisgebirge wie über dem Rotliegenden. Immerhin sind die Höhenkurven der Fläche nicht völlig regelmässig, die Linien senkrecht zur allgemeinen Neigung des Deckgebirges schwach auf- und absteigend, leichtwellig. Die Abrasionsfläche stellt sich also primär als ausgezeichnete Ebenheit, Ebenheit jedoch nicht in

¹⁾ Vgl. J. Wilser über die Fortsetzung des unteren Wehratalbruches nach N. (1914, S. 623). Es machen sich hier offenbar jüngere Störungen geltend, durch die die Abrasionsfläche in verschiedene Höhenlage gebracht wurde; ob nur Verwerfungen oder auch Verbiegungen, mag vorerst dahingestellt bleiben. Das Wehratal dürfte bis Todtmoos auf einer Verwerfung liegen. Auch im oberen Murgtale ist eine solche zu vermuten. Das Gebirge dazwischen erscheint als Horst. Von einer Eintragung der Störungen auf der Karte muss bis zu genauerer Nachprüfung Abstand genommen werden.

²⁾ Es handelt sich hier zunächst um die permische Senke, weniger um den Anteil jüngerer Gebirgsbewegungen an der heutigen Gestaltung. Siehe über letzterer Schnarrenberger. Erl. z. St. Peter (Westabfall des Brend; Südadfall von Seelgut und Diescheneck bei St. Peter), wo überhaupt die beste Beschreibung der Senke zu finden ist.

mathematischem, sondern in geographischem Sinne verstanden, als leichtwellige Tafelfläche dar.

Verhältnismässig am vollkommensten ist die Verebnung bei der Oberfläche des nördlichen Granitmassivs und im Gebiete südlich der Kinzig. Verhältnismässig am unebensten erweist sich die Fläche im Gebiete der Wolfach und Rench und zwischen Rench und Nordrach. Unter dem Täschen- und Mooskopf zeigt sie nicht nur im allgemeinen tiefere Lage als weiter östlich, sondern auch eine bereits erwähnte talartige, ungefähr nordsüdlich gerichtete Einmuldung. Zu beiden Seiten des Wolfachtales lassen sich an einer grösseren Anzahl von Stellen in den verschiedensten Richtungen erhebliche Neigungen im Betrage von 4° — 7° feststellen, ja ausnahmsweise sogar von 10° und darüber, wenn auch nur auf kürzere Strecken (300 bis 700 m).¹⁾ Abgesehen von diesem relativ unebenen Gebiet²⁾, also im weitaus grössten Teile sind aber schon Neigungen von 4° — 6° ausserordentlich selten. Selbst wo die Fläche durch Verwerfungen stark zerstückelt erscheint, wie zwischen Kniebis und Hornisgründe, lässt sich doch die primäre Ebenheit noch vortrefflich erkennen. Kleinere Unregelmässigkeiten sind aber nicht ausgeschlossen. Von solchen seien besonders erwähnt eine schwache Einmuldung bei der Heidburg südlich Haslach, von deren Umgebung wir die allgemein tiefere Lage der Abrasionsfläche im Vergleich zum Lande südlich der Elz oben hervorhoben, und eine Rinne in der Richtung Schramberg-Triberg, also in der Fortsetzung der Mulde von St. Peter, der Richtung der alten dyadischen, schon von Eck angenommenen Senke St. Peter-Schramberg entsprechend. Aus der tiefen Lage der Buntsandsteinreste bei der Heidburg kann man auf sekundäre Entstehung der ersteren schliessen.

Man kann überhaupt von solchen unebenen Kleinformen nachträglich tektonische Entstehung annehmen und es wird meist unmöglich sein, den strengen Beweis für ihre primäre Natur zu führen, z. B. bei dem vom Buntsandstein des Mooswaldes überdeckten Tale. So soll bei Forbach nach K. Regelman n nicht das ganze Gebirge gleichmässig aufgewölbt worden sein, sondern die einzelnen Platten sollen ungleiche Hebung und verschieden starke Drehung erfahren und dadurch recht mannigfaltige Lagerung erhalten haben.³⁾ Ähnliches nimmt Deecke für das ganze Gebiet an.⁴⁾ Somit wäre die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins ursprünglich noch ebener gewesen als heute. Die Erhebungen der Abrasionsfläche, die in Gestalt von „Klippen“ oder „Riffen“ in das Deckgebirge emporragen (siehe oben), sind sicher nicht sekundärer Entstehung. Als Ergebnis der Formuntersuchung ist festzustellen, dass die Ab-

¹⁾ Zuweilen, so am Schnurrhassel, wo die Gneisoberfläche auf 725 m horizontal um 70 m nach SO. ansteigt, ergibt sich aus der gleichsinnigen Neigung des Sandsteins ohne weiteres, dass die Neigung nicht ursprünglich ist, vgl. das Profil auf der geologischen Karte, Blatt Oberwolfach-Schenkenzell.

²⁾ Vgl. auch dazu die Höhenschichtenkarte bei Schmitthenner, 1913, S. 45.

³⁾ K. Regelman n, 1911, S. 66, siehe das Kärtchen zur Tektonik.

⁴⁾ Deecke, 1916, S. 196.

rasionsfläche im Schwarzwalde zwar nicht vollständig, aber doch nahezu eben ist. Aus der Ebene steigen klippenartig vereinzelte Inselberge auf.

Vergleich der Abrasionsfläche mit der Auflagerungsfläche des Oberkarbons und Rotliegenden.

Früher habe ich schon darauf hingewiesen, dass die letztere im Schwarzwalde wesentlich unebener ist als die Abrasionsfläche über kristallinem Gestein¹⁾. In erheblicher Mächtigkeit finden sich Oberkarbon und Perm in variskisch streichenden Mulden angehäuft, und auch in geringerer Mächtigkeit erfüllen sie abseits davon anscheinend talartige Rinnen und Wannen des Grundgebirges. Die Auflagerungsfläche des Rotliegenden zeigt, soweit sie nicht Aufschüttungsebene ist, stärkere Neigungen als die Abrasionsfläche, und solche, die hier zu den Ausnahmen gehören, bilden dort die Regel²⁾. Gewiss erscheint die kristalline Basis des Rotliegenden auch oft auf grössere Erstreckung flach, aber immerhin unruhiger als die Abrasionsfläche. Vor allem erfüllt der Buntsandstein keine so tiefen talförmigen Rinnen oder Gräben. Deecke glaubt, dass z. B. die Hühnersedelscholle schon weithin eben war, „als sich das Rotliegende darauf ablagerte und als dessen Porphyre auf der Linie Schweighausen—Lahr durchbrachen und Decken nebst Kuppen erzeugten“ (1918, S. 410). Richtiger wäre es aber doch wohl, von flachem, statt von ebenem Gelände zu reden. Wirkliche Abtragungsebenen als Basis des älteren Rotliegenden dürften nur lokalen Charakter haben³⁾, also „Abrasionsflächen“ von beschränkter Ausdehnung darstellen. Man könnte dabei an Ausweitung eines Talgrundes durch fluviale Seitenerosion denken.

Nur da, wo eine dünne Lage von „ro“ das kristalline Gebirge unmittelbar bedeckt, zeigt sich die Oberfläche von diesem manchmal auf grössere Strecken gleichmässig eben, u. a. auf den geologischen Blättern Peterstal-Reichenbach, Oberwolfach-Schenkenzell, am Täschenkopf auf Blatt Zell a. H. Derartige Abtragungsebenheiten werden von Thürach unter der „Abrasionsfläche“ einbegriffen, was in Anbetracht ihrer grösseren Ausdehnung berechtigter erscheint als bei älteren Verebnungen lokaler Natur.

¹⁾ Strigel, 1914, S. 13 ff.; hier auch zahlreiche Belege für die Unebenheit der Auflagerungsfläche des Rotliegenden in den Vogesen und anderen Gebieten.

²⁾ Der Raumangel verbietet es, dazu, wie es ursprünglich beabsichtigt, weitere Belege u. a. vom Täschenkopf, aus der Gegend von Baden-Baden, Wildbad, anzuführen, vgl. Thürach, 1897, S. 36 und 37; K. Regelmann, 1913, S. 45; Deecke, 1916, S. 221. Auch die Vogesen liefern treffliche Beispiele. Ich muss mich aber auch hier auf Literaturangaben beschränken, ohne auf die Einzelfälle näher eingehen zu können; van Werveke, 1892, S. 74; 1903, S. 63/64; 1905, S. 228/229; K. Brunzel, 1898, S. 186 und 193 (nördlich Donon!)

³⁾ Vgl. dazu als Beispiel das Profil durch den grossen Schärtenkopf (Deecke, 1918, Fig. 130, S. 425) oder den Hauskopf b. Oppenau auf geolog. Spezialk., Bl. Peterstal; ferner Profil I von Blatt Haslach.

Häufig lässt sich feststellen, dass die Auflagerfläche das Rotliegende mit scharfer Kante an der Abrasionsfläche abstösst, so besonders an der oberen Murg. Sie zeigt sich in der Neigung zuweilen deutlich unabhängig von der Abrasionsfläche und dem Deckgebirge z. B. auf Blatt Baiersbronn. Am besten wird die gegenseitige Beziehung der beiden Flächen durch Profile veranschaulicht. (Fig. 2).

Wo der Buntsandstein abgedeckt ist, finden sich vereinzelte Reste von Rotliegenden Sedimenten oder Laven mehr oder weniger tief unter dem allgemeinen Niveau der Abrasionsfläche in der nächsten Umgebung, so auf Blatt Elzach, Triberg, Königsfeld, St. Peter, Furtwangen und Villingen¹⁾. In einigen Fällen verdankt das Rotliegende sicher oder wahrscheinlich seine tiefe Lage und die dadurch bedingte Erhaltung einer Versenkung in jüngerer oder vielleicht auch schon permisch-frühtriadischer Zeit²⁾, in anderen mag die tiefe Lage auf der Ablagerung in einer permischen Senke beruhen. Auch sonst ist es nicht immer möglich, festzustellen, wann die Basis des Rotliegenden die starke Neigung und unregelmässige Beschaffenheit erhalten hat. Die grössere Ebenheit der Abrasionsfläche im ganzen beweist aber, dass die Auflagerungsfläche des Oberkarbons und Rotliegenden schon vor der Ablagerung des Buntsandsteins uneben war. Unregelmässigkeiten könnten indess auch während des Perms nach Bildung der betreffenden Stufe tektonisch entstanden sein; aus der meist flachen Lagerung des Perms lässt sich aber wohl schliessen, dass dies die Ausnahme bildete, denn sowohl Verbiegungen wie Einbrüche sind in der Regel mit Aufrichtung verbunden. Der Boden, auf dem Oberkarbon und Rotliegendes sich ausbreiteten, muss schon bei der Ablagerung uneben gewesen sein.

Entstehung der Abrasionsfläche.

Ueber Art und Zeit der Entstehung finden wir in der Literatur so ziemlich alle überhaupt möglichen Anschauungen vertreten. Nach A. Sauer ist die Abrasionsfläche „durch die nivellierende Tätigkeit der über das alte Gebirge fortschreitenden Brandungswelle desselben Meeres, welches gleichzeitig den Buntsandstein ablagerte“, entstanden zu denken³⁾. H. Thürach nimmt als Entstehungszeit das oberste Rotliegende, den Zechstein und zum Teil noch den unteren Buntsandstein an⁴⁾, speziell für die Gegend von Baden-Baden das oberste Rotliegende: „Die Transgression des Buntsandsteins mit der Bildung der Abrasionsfläche auf dem Grundgebirge fällt“ „noch in die letzte Bildungsphase des Oberrotliegenden, in die obersten Arkosen und Konglomerate, welche bei Baden-Baden und in der Rhein-

¹⁾ Die Porphyrdecke liegt hier auf unebener Basis.

²⁾ Beispiele von in Gräben eingebrochenem Rotliegendem im Gebiete der Blätter St. Peter, Elzach und Triberg, siehe u. a. bei Schnarrenberger, 1909, S. 37 und 38; 1908, S. 56; bes. Rotliegendes von St. Peter, St. Märgen, Briglirain, Kesselberg.

³⁾ A. Sauer, 1895, S. 5; damit übereinstimmend 1899, S. 8.

⁴⁾ H. Thürach, 1897, S. 7 und 36; 1901, S. 4.

pfalz stellenweise deutlich diskordant auf den älteren Bildungen auflagern. Sie beginnt im Hochschwarzwald mit dem Ende der Aufrichtung und Zusammenschiebung der Bildungen des Karbons und des Rotliegenden im Badener und im Pfälzisch-Saarbrückener Muldengebiet¹⁾. Auch am Täschenkopf soll die Bildung der Abrasionsfläche in die Zeit des obersten Rotliegenden fallen, aber dem Buntsandstein doch sehr nahe liegen²⁾. Während er aber zuerst annahm, dass sie „den hauptsächlich durch den Wellenschlag entstandenen ebenen Boden des in unseren Gebieten seichten Meeres jener Zeiten“ andeute³⁾, meint er später, es lasse sich nur sehr schwer bestimmt angeben, in welcher Weise die Abtragung des Grundgebirges von der Zeit der Bildung des Steinkohlengebirges an bis zur Buntsandsteinzeit stattgefunden habe, ob nur durch fließendes Wasser, ob auch unter Mitwirkung von Gletschern oder von Wind oder durch wellenförmig bewegtes Wasser⁴⁾.

Bräuhäuser denkt sie sich auf dem Lande entstanden durch eine „starke und lang anhaltende Erosionszeit noch vor Beginn der Trias⁵⁾. Gleichzeitig fasste sie Schnarrenberger als „uralte Landoberfläche der Permzeit“ auf⁶⁾, auch ich selbst an früherer Stelle⁷⁾. Nach van Werveke war „zu Beginn der mesozoischen Zeit“ „das weite Gebiet südlich des Rheinischen Schiefergebirges und bis zu einem gewissen Grad dieses selbst durch Abtragung und Auffüllung zu einer grossen Ebene umgewandelt worden, die im Absinken begriffen war“⁸⁾. Aber so stellt er gleich weiter fest, schon „im Oberrotliegenden war unser Gebiet eingeebnet worden durch Abtragung und durch Auffüllung“⁹⁾. Früheren Darlegungen dieses Autors ist zu entnehmen, dass er die Einebnung festländischen Kräften zuschreibt¹⁰⁾. Andererseits schreibt er in einer Arbeit über die Umgebung von Gebweiler i. E. die Ebenheit der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins in den Vogesen (Abrasionsfläche) der Wirkung des Meeres zu¹¹⁾. P. Kessler meint, dass, „was von Unebenheiten in der Landoberfläche geblieben war“, fast vollkommen durch die „Abrasion des Buntsandsteins“ beseitigt wurde¹²⁾, ohne sich näher über die Art der Abrasion, ob marin oder terrestrisch auszusprechen.

Am eingehendsten befasst sich De e c k e mit der Frage in seiner Geologie von Baden: Im wesentlichen entstammt die „permotriadische Abtragungsfläche“ der Dyas, „wie die Auflagerung von unterem Buntsandstein im ganzen nördlichen Teile des Gebirges be-

¹⁾ H. Thürach, 1913, S. 499.

²⁾ H. Thürach, 1897, S. 36.

³⁾ H. Thürach, 1897, S. 7.

⁴⁾ H. Thürach, 1913, S. 500; S. 499.

⁵⁾ M. Bräuhäuser, 1909, S. 26; auch 1910, S. 33.

⁶⁾ Schnarrenberger, 1909, S. 4.

⁷⁾ Strigel, 1914, S. 40.

⁸⁾ van Werveke, 1914, S. 11.

⁹⁾ Ebenda, S. 12.

¹⁰⁾ Benecke und van Werveke, 1892, S. 99.

¹¹⁾ v. Werveke, 1903, S. 65.

¹²⁾ P. Kessler, 1914b, S. 32.

weist“. „Im Süden kann sie ihre endgültige Form erst in der Zeit bis zum mittleren Buntsandstein erhalten haben, war aber vorher angelegt und im grossen und ganzen ausgebildet gewesen¹⁾. „Wie sie entstanden ist, bleibt strittig, ob durch Wasserwirkung infolge einer alles verflachenden Erosion nach Art eines Davis'schen Zyklus, ob durch Wind nach Art der in Wüsten herrschenden Deflation. Wahrscheinlich haben beide zusammen oder nacheinander gewirkt²⁾. Hier wird also ebenfalls Entstehung auf dem Lande durch Abtragung angenommen. Das Karbon war „eine Zeit der Gebirgsbildung“, die Dyas „eine Periode einer ebenso bedeutenden Einebnung“³⁾. „Abtragung ebnete das karbonische Festland langsam ein, und langsam schob sich das Meer nach Norden her über das wieder flach gewordene Land (von mir gesperrt: Verf.) herüber, allen alten Schutt aufwühlend und umlagernd“⁴⁾. Also hat man sich vorzustellen, dass die Einebnung eines gebirgigen Festlandes vor dem Eindringen des Meeres (Dyas- oder Triasmeer?) durch subaerische Kräfte vollendet worden sei.

Auf S. 156 u. 157 erfuhren wir indes, dass das badische Gebiet mit Ausnahme der südlichen Zone bereits im Kulm „wahrscheinlich ziemlich eben“ war, „sonst hätten wir in Gneis- und Granitmulden mehr kulmische Reste.“ Es war im Karbon nicht einmal ein Gebirge nach Art des Jura, geschweige denn der Alpen, vorhanden, sondern wir gelangen nur „zu einem Bilde, wie es Sardinien mit seinem tertiären, aber tieferen Gräben heute bietet. Als die Tiefen mit Schutt erfüllt waren, bildete das Ganze eine annähernd ebene Fläche (von mir gesperrt: Verf.), von der später noch nach der Dyas die Rede sein soll.“⁵⁾ Die Granite haben die starke Einebnung erst in Perm und unterer Trias erfahren, „soweit sie nicht von vornherein sehr flache Aufwölbungen von Kuchenform darstellten.“⁶⁾ Die ebene Oberfläche des Granits könnte also stellenweise nach Deecke schon primär bei der Erstarrung entstanden sein. Danach wäre also die Ebenheit der Erdoberfläche in der Hauptsache nicht permisch, sondern vorpermisch und nur im Perm vollendet worden, und zwar besonders durch Zuschüttung der Senken, weniger durch Schaffung neuer Abtragungsebenen. Unmittelbar vorher bzw. nachher hören wir allerdings, dass die Abrasionsfläche im wesentlichen der Dyas entstamme, in der ein karbonisches Gebirgsland langsam durch subaerische Abtragung eingeebnet und verflacht worden sei⁷⁾.

Während auf S. 195 Einebnung durch einen Davis'schen Erosionszyklus im Perm wenigstens als möglich angenommen wird (siehe oben), wird auf S. 204 u. 205 gezeigt, dass ein solcher überhaupt nicht, weder im Perm noch im Oberkarbon, stattgefunden haben

¹⁾ W. Deecke, 1916, S. 195.

²⁾ Ebenda, S. 195 und 196.

³⁾ Ebenda, S. 195.

⁴⁾ Ebenda, S. 160.

⁵⁾ Siehe auch S. 204.

⁶⁾ Ebenda, S. 144.

⁷⁾ Ebenda, S. 160.

könne. Daraus zieht nun D e e c k e folgenden Schluss¹⁾: „So einfach ist die Entstehung der sogenannten permischen Peneplain nicht, wahrscheinlich ist sie gar nicht dyadisch, sondern triadisch und durch den vorrückenden Buntsandstein entstanden und daher sehr verschiedenen Alters, im Odenwald oberpermisch, im südlichen Schwarzwald vom Alter des Hauptkonglomerates. Dann ist sie keine Flusserosion, sondern eine marine Transgression.“ Hier begegnen wir einer neuen den beiden früheren Annahmen widersprechenden Auffassung, dass die Abrasionsfläche in nachpermischer Zeit und überhaupt nicht auf dem Lande und durch subaerische Kräfte, sondern unter Meeresbedeckung entstanden sei. Senken des Grundgebirges, in denen karbonischer und rotliegender Abtragungsschutt sich ablagerte, werden von D e e c k e als Unebenheiten der Abrasionsfläche angeführt²⁾, erscheinen also als zu ihr gehörig. Für solche Teile der Fläche kann Entstehung durch Transgression eines Triasmeeres natürlich nicht in Frage kommen, ebensowenig für die kristalline Oberfläche unter dem jüngsten „ro“, die doch auch schon verhältnismässig eben sein kann und deshalb von Th ü r a c h unter der Abrasionsfläche einbegriffen wird, oder gar für lokale Verebnungen unter dem älteren Rotliegenden, die von D e e c k e als Abrasionsflächen bezeichnet werden (Abrasionsfläche des Granits am Gr. Schärtenkopf, 1918, S. 425, Fig. 130.) Vor allem aber ist es ohne hinreichende Begründung nicht verständlich, dass eine mehrfache Wiederholung von Verebnungsprozessen angenommen wird. Vielleicht wollte D e e c k e lediglich ausdrücken, dass die späteren Verebnungen die Arbeit der früheren, soweit sie nicht inzwischen wieder zerstört war, fortgesetzt und vollendet haben, worüber allerdings in der Darstellung grössere Klarheit erwünscht wäre. Es kommt natürlich auch darauf an, wieweit man sich bei dem dehnbaren Begriff der karbonisch-permischen „Abrasionsfläche“ morphologisch und zeitlich festlegen will, ob man darunter die in ständiger Umbildung und Entwicklung begriffene karbonisch-permische Landoberfläche im weiteren Sinne, oder die von Sauer, Th ü r a c h und anderen mit Recht allein als „Abrasionsfläche“ definierte Auflagerungsfläche des obersten „ro“ und Buntsandstein verstehen will.

Wir müssen nun zu den vielfachen in der Literatur geäusserten Meinungen über Entstehungsart und -zeit der Abrasionsfläche Stellung nehmen. Es empfiehlt sich dafür, nicht die Abrasionsfläche allein, sondern die gesamte Auflagerungsfläche des Buntsandsteins, d. i. die Oberfläche der prätriadischen Gesteine unter dem Buntsandstein, ins Auge zu fassen. Wir unterscheiden 2 Teile der Fläche: 1. soweit sie die obere Grenze des Rotliegenden bildet oder die Ebenheit über dem Rotliegenden, 2. soweit sie die obere Grenze älterer Gesteine bildet. Da diese überwiegend aus Granit und Gneis bestehen, nennen wir diesen Teil kurz die Ebenheit über dem Kristallinen. Es ist die Fläche, längs deren der Buntsandstein, wo er erhalten ist, über das

¹⁾ W. D e e c k e 1916, S. 205.

²⁾ Ebenda, S. 196 und 197.

Rotliegende transgrediert, oder wo er abgetragen ist, ursprünglich transgredierte. Der erste Teil ist jünger als das Rotliegende im ganzen, der zweite könnte auch gleichzeitig mit diesem oder älter als dieses sein. Die Ebenheit über Rotliegendensedimenten kann als Aufschüttungsebene leicht erklärt werden, womit indes hier nicht gesagt sein soll, dass sie es überall ist (vgl. oben S. 16). Das Problem liegt in der Abtragungsebene, über dem Kristallinen, die die Ebenheit über dem Rotliegenden fortsetzt und sich in gleicher Regelmässigkeit unter dem Buntsandstein auf weit grössere Fläche hin ausdehnt, da ja die Rotliegendensedimente vielfach nur einzelne Rinnen und Wannen des kristallinen Untergrundes erfüllen. Es fragt sich nun: Sind beide Teile durch einen einheitlichen geologischen Vorgang entstanden und ungefähr gleichzeitig vollendet gewesen, oder sind sie durch verschiedene geologische Vorgänge entstanden und zu verschiedener Zeit vollendet gewesen? Wir gehen zuerst auf den zweiten Fall ein. Es würde vorliegen, wenn etwa eine ältere Ebenheit im Karbon oder Perm durch Grabenbrüche zerspalten und diese im Oberkarbon und Perm mit Sedimenten und vulkanischen Produkten aufgefüllt worden wären. Es ist das, wie wir wissen, eine von den Annahmen Deekes.

α) Nichteinheitliche Entstehung der präriadischen Gesteinsoberfläche.

Im Gegensatz zu der herrschenden Anschauung vertritt Decke die Auffassung, dass im Kulm im Gebiete von Südwestdeutschland kein Gebirge von Alpenhöhe, sondern nur ein solches von mässiger Höhe aufgerichtet worden sei, und vor allem, dass nicht eigentlich Faltung durch seitlichen Schub stattgefunden habe, sondern ein gleichmässigeres vertikales Aufsteigen, „wie wir es am Ende der Juraformation wiederkehren sehen“¹⁾. Als Ursache des Aufsteigens nimmt er die auftriebende Kraft von empordringenden Granitmagmen, von „Granitlakkolithen“ an²⁾. Mit der aufwölbenden Wirkung der Granitmassive soll daher die terrestrische Phase des Oberkarbons und Perms zusammenhängen³⁾. Ja, schon im Devon, spätestens an der Grenze von Devon und Karbon, wie die Landpflanzen im Kulm zeigen, könnte ein Festland „durch das erste Andrängen der Granitmassive“ aufgetaucht sein. ⁴⁾.

Eine eingehendere Behandlung der Frage liegt ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit. Ich möchte nur kurz auf die Untersuchungen v. Bubnoff's im südlichen Schwarzwalde verweisen, der dabei zu dem Ergebnis gelangte, dass die Sedimente im Karbon zu Falten zusammengeschoben wurden. Er unterscheidet zwei Phasen der karbonischen Faltung, eine vor dem Jung-Kulm mit O-W Streichen und eine spätere mit NO-SW Streichen, von der auch das Jung-Kulm betroffen wurde⁵⁾.

¹⁾ Decke, 1916, S. 157.

²⁾ Ebenda S. 152 ff. und 203.

³⁾ Ebenda S. 150.

⁴⁾ Ebenda S. 155.

⁵⁾ v. Bubnoff, 1912 c, S. 406 und 1916, S. 244 und 1919.

Am Herzogenhorn und bei Schönau konstatierte er eine regelrechte Ueberschiebung von Gneis und Granit über das ältere Kulm und zwar in südlicher Richtung, wobei der Granit gepresst und geschiefert wurde. Die Unregelmässigkeiten der Lagerung erklärt v. Bubnoff einmal durch die Interferenz der beiden schiefwinklig auf einander streichenden Phasen der Faltung, sodann durch die Stauwirkung eines alten Massives, der zentralschwarzwälder Gneismasse, die hemmend auf die Entwicklung der umgebenden Falten einwirkte und u. a. auch den nach Süden gerichteten Bewegungssinn der „Südschwarzwälder Ueberschiebung“ durch Rückstau hervorrief¹⁾.

Für die Zwecke dieser Abhandlung genügt die Feststellung, dass im Kulm das Oberrheingebiet eine bedeutende Hebung erfuhr, durch die für das Gebiet als Ganzes eine Festlandsperiode hervorgerufen wurde. v. Bubnoff vermutet in der zentralschwarzwälder Gneisscholle ein uraltes Hochgebiet, das vom Meere des Kulm nicht bedeckt war²⁾ und ebenso wie vielleicht die Markircher Gneise der Vogesen das nördliche Ufer bzw. Inseln in diesem Meere darstellte. Van Werveke nimmt entsprechend für die Vogesen auf Grund der Gerölle silurischer Kieselschiefer im Hauptkonglomerat des Buntsandsteins und des Vorkommens von devonischen Kalkgeröllen in mitteldevonischen Konglomeraten des Breuschtals schon ein silurisch-devonisches Festland oder wenigstens eine solche Insel an³⁾. De e c k e hält es für wahrscheinlich, dass diese sich auch auf badisches Gebiet ausgedehnt, also auch das Devonmeer den Schwarzwald nicht völlig bedeckt habe⁴⁾. Im Bohrloch von Sulz a. N. zeigte sich der Gneis, der unter einem die tiefsten Sedimente unterlagernden Glimmerdiorit oder Lamporphyr folgte, oberflächlich stark zersetzt. E. Fraas schliesst daraus, dass das Gneisgebirge in sehr alter Zeit ein Festland bildete und lange Zeit der Einwirkung der Atmosphärien ausgesetzt war⁵⁾.

Wir haben also die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass ein Teil des Gebietes, z. B. der Zentralschwarzwald, schon vor der karbonischen Gebirgsbildung Land war, vielleicht sogar uraltes Land mit ausgeglichener Oberfläche⁶⁾. Wenn nun, wie v. Bubnoff annimmt, diese Gneisscholle bei der variskischen Faltung nicht zerdrückt oder verbogen, sondern in toto bewegt wurde⁷⁾ so könnte die ebene Oberfläche dabei wenigstens teilweise erhalten geblieben sein.

¹⁾ v. Bubnoff, 1916, S. 244—247. Für die Vogesen siehe Benecke und van Werveke, 1892, S. 95; van Werveke, 1908a, S. 61; 1907, Anmerkung S. 5; 1910, S. 27; 1914, S. 7 und 8.

²⁾ v. Bubnoff, 1916, S. 246; 1919, S. 36.

³⁾ v. Werveke, 1914, S. 7.

⁴⁾ De e c k e, 1916, S. 155; 1917, S. 688.

⁵⁾ E. Fraas, 1890, S. 40.

⁶⁾ Siehe die von P. Kessler angenommene devonische Einbnungsfläche, 1914, S. 30 und Tafel I.

⁷⁾ v. Bubnoff, 1916, S. 246.

Also haben wir mit der Möglichkeit zu rechnen, dass Teile des Schwarzwaldes unmittelbar nach der Aufrichtung im Kulm eine ebene Oberfläche gehabt haben können.

Eine solche Hochebene hätte sich indess auch hier nicht auf die Dauer erhalten können, sondern durch Abtragung zerschnitten und zerstört werden müssen. Die Sedimente in den mit Kulm oder Oberkarbon und Perm erfüllten Senken stammen von den Höhen in ihrer Umgebung, also haben diese tatsächlich eine Abtragung erlitten. Die frühe Aufdeckung der Granitstücke zeigt, dass die Abtragung rasche Fortschritte machte, denn selbst wenn die Granite auch unter dünner Decke erstarrt wären, ganz ohne eine solche kommen wir nicht aus, und diese musste erst abgeräumt werden. Mit der zu Beginn der Trias vorhandenen Granit - Gneis - Ebenheit wäre diese Hochfläche also nicht identisch, denn eine solche konnte erst nach Aufdeckung der Granite entstehen. Ausserdem musste die Fläche von den häufigen Gebirgsbewegungen des Oberkarbons und Perms und den vulkanischen Durchbrüchen, die teils direkt, teils indirekt durch Neubelebung der Abtragung ihren ebenen Charakter zerstören mussten, in Mitleidenschaft gezogen werden.

Man kann sich zweitens denken, dass das gehobene Land im Kulm oder bald darnach wieder bis zur Erosionsbasis abgetragen wurde oder von vornherein die Abtragung mit der Hebung gleichen Schritt hielt, sodass eine Gebirgserhebung oberflächlich nur kurze Zeit oder überhaupt nicht in die Erscheinung trat¹⁾. Das letztere scheint Deecke anzunehmen, wo er schreibt, die oberkulmischen Konglomerate würden zeigen, dass „die entstandenen Höhenunterschiede gleich vom ersten Augenblicke an vernichtet wurden“²⁾.

Von einer bedeutenden Gebirgsbildung könnte man dann allerdings nicht mehr reden. Auch in diesem Falle wäre die kulmische oder postkulmische Ebenheit nicht eigentlich mit der späteren Abrasionsfläche identisch. Denn, wie die oberkarbonischen und permischen Sedimente dartun, dauerte die Abtragung im Gebiete des Schwarzwaldes in der Folgezeit an. Es könnte sich also höchstens um eine gleichsinnige Weiterentwicklung bis zur Trias trotz der Störungen, die die Ebenheit durch die noch lange nicht zur Ruhe kommenden gebirgsbildenden und vulkanischen Kräfte erfahren musste, handeln.

Bei der karbonisch-permischen Abtragung war, wie aus der Beschaffenheit und Lagerung der Sedimente hervorgeht, das fliessende Wasser nicht unbeteiligt. Wir sehen Mulden und Erosionsrinnen mit Sedimenten des Oberkarbons und Perms, die zum überwiegenden Teile sicher von fliessendem Wasser aus geringer Entfernung herbeitransportiert wurden, erfüllt. Wie konnte in einem ebe-

1) „Primärrumpf“ W. Penck's.

2) Ebenda S. 103; S. 157 liest man: „Als die Tiefen mit Schutt erfüllt waren, bildete das Ganze eine annähernd ebene Fläche, von der später nach der Dyas die Rede sein soll“; hier stellt sich Deecke allerdings den Verlauf der Einebnung wieder anders vor.

nen Lande das Wasser überhaupt noch genügend Gefälle besitzen, um Schutt, und dazu noch recht groben, abzutragen und zu transportieren und Rinnen zu erodieren? Offenbar mussten entweder in der Folge neue Höhenunterschiede entstehen, oder das Land war von vornherein nicht eben.

Für das Kulm wird von Deecke auch die südliche Zone ausdrücklich als uneben von der allgemeinen Ebenheit ausgenommen¹⁾, wohl weil die klastischen Sedimente des Oberkulms in Südbaden „als Produkt einer starken Abtragung, wie sie längs Gebirgsketten sich geltend macht, die dem Meeresboden entsteigen“, aufzufassen sind, „als Schutthalden und Schuttkegel“, „abgelagert unmittelbar am Fusse der neugebildeten oder sich entwickelnden Höhen“²⁾. von Bubnoff bringt dazu weitere Belege. Auf die intensive Faltung der älteren Kulmschichten folgte im Mittelkulm eine Zeit der Abtragung und Sedimentationsunterbrechung³⁾. Es ist also anzunehmen, dass in der auf die Hauptfaltung folgenden Zeit aller Abtragungsschutt in entferntere Gegenden, etwa nach den Vogesen, wo mittelkulmische Sedimente entwickelt sind, verfrachtet wurde, mithin das Abtragungsgebiet hohe Lage hatte. Folglich müssen grosse Höhenunterschiede bestanden haben und werden die Landschaftsformen dementsprechend differenziert gewesen sein. Erst im oberen Kulm fand auch im Schwarzwald wieder Ablagerung statt in einzelnen durch Erhebungen getrennten Becken. Die beim Einbruch des Bonndorf-Lenzkircher Grabens später von neuem aufgerissene Pflumbergverwerfung muss, da jenseits von ihr die Zwischenschaltung von kulmischem Konglomerat fehlt, „schon im Karbon als Trennungslinie bestanden“ und die „damit verknüpfte Bewegung muss also im Kulm stattgefunden haben“. Hier hat demnach eine kulmische Gebirgsbewegung einen deutlichen Höhenunterschied, eine Geländestufe, erzeugt.

S. 204 der Geologie von Baden spricht Deecke von „einigen bedeutenderen NO.—SW. laufenden Rinnen“, die in der relativ ebenen Landschaft bald nach dem Kulm vorhanden gewesen sein sollen. „Vom Oberkulm an sieht man, wie Senken deutlich sich entwickeln, von denen aber die wichtigste nicht NO. läuft, sondern O.—W., die Müllheim-Schönauer Zone.“⁴⁾ Das heisst aber doch nichts anderes, als dass eben die Abtragung nicht imstande war, die entstehenden Höhenunterschiede sofort wieder auszugleichen, sonst hätten diese Senken oberflächlich gar nicht als solche in die Erscheinung treten dürfen. Sie stellten tiefer gelegene Erosionsbasen dar, über die sich das übrige Land erhob. Im Oberkarbon und Perm nahmen sie den Abtragungsschutt der umliegenden Höhen auf. Da sie bis zum Ende des Rotliegenden grössten Abtragungsschutt aus der Umgebung zuge-

¹⁾ Ebenda 156/157.

²⁾ Ebenda S. 72.

³⁾ v. Bubnoff, 1919, S. 30.

⁴⁾ v. Bubnoff, 1916, S. 244 und 245.

⁵⁾ a. a. O. S. 152.

führt bekamen, muss diese höher gelegen haben. Die Höhenunterschiede wurden auch weiterhin durch tektonische Bewegungen aufrecht erhalten.¹⁾

Es wird dies alles von Deecke selbst treffend geschildert: Die badischen oberkarbonischen Floren sind „lokale Erscheinungen in einem wahrscheinlich landschaftlich mannigfaltigen Gebiete(!) mit fortgehender tektonischer Bewegung und einem Wechsel energischer Abtragung und Aufschüttung.“²⁾ (Von mir gesperrt: Verf.) Diese oberkarbonische Landschaft sieht allerdings anders aus als „die relative Ebene Landschaft mit einigen bedeutenderen NO.—SW. laufenden Rinnen,“ die „von vornherein bald nach dem Kulm im Schwarzwald“ vorgelegen haben soll.³⁾ Eine Landschaft von dem letzt beschriebenen Aussehen könnte man sich schwerlich anders entstanden denken, als indem das auftauchende Gebirge noch im Kulm wieder zu einer Ebene abgetragen und dann das Ganze von neuem gehoben worden wäre, aber nicht gleichmässig, sondern unter Bildung von Gräben. Dann hätte aber sofort die Zerstörung der Ebenheit beginnen müssen, sodass sie wohl nur von verhältnismässig kurzer Dauer gewesen wäre.

Der Deecke'sche Beweis für die Ebenheit der kulmisch-postkulmischen Landschaft ist nicht zwingend. Wohl lassen die kulmischen Konglomerate und die Einschlüsse von Landpflanzen im Kulm auf die Nähe eines Strandes und das Vorhandensein einer kulmischen Landmasse schliessen, sei es dass die devonische Landperiode andauerte oder Neuland aus dem Meere aufgetaucht war, aber dieses Festland kann zunächst auch nur Abtragungsgebiet gewesen sein, war doch im mittleren Kulm sogar das Sedimentationsbecken des Unterkulms im südlichen Schwarzwald reines Abtragungsgebiet geworden (mittelkulmische Diskordanz nach v. Bubnoff.) Auch könnten terrestrische Kulmsedimente nachträglich wieder zerstört worden sein. In den Oberkarbon als Tiefstes führenden Granit-Gneis-Mulden kann das Kulm schon deshalb fehlen, weil sie damals noch nicht vorhanden waren.

¹⁾ So muss nach v. Bubnoff die „Hochfirstverwerfung“ des Lenzkircher Grabens, von dem eben schon die Rede war, prätriadisch angelegt gewesen sein, weil auf der N.-Seite der Spalte die Mulde des jüngeren Kulms schmäler ist, als im Graben selbst (1916, S. 244). Es muss also nach der Faltung des Kulmkonglomerates, wohl im Oberkarbon oder Perm, eine Grabenbildung stattgefunden haben. Vor Ablagerung des Buntsandsteins waren dann die Höhenunterschiede wieder ausgeglichen. Das Oberkarbon von Berghaupten (Saarbrücker Schichten) wurde nach der Ablagerung zu einer steilen Mulde zusammengepresst. Später trat dann noch nach van Werveke auch hier Grabenbildung, teilweise mit Ueberschiebung, ein (van Werveke, Ein Bohrversuch auf Steinkohlen bei Berghaupten. Kinzigbote Gengenbach 1920, Nr. 87; siehe auch Deecke 1916, S. 158). Ueber Gebirgsbewegungen in den Vogesen im Laufe des Oberkarbons siehe van Werveke, 1910, S. 28/29; Benecke u. van Werveke 1892, S. 94.

²⁾ Ebenda S. 105; auch 1918, S. 66 u. 89; 1917, S. 688.

³⁾ Deecke, 1916, S. 204.

Die teilweise granitische Unterlage des Oberkarbons spricht eher für jüngeres Alter.

Auch im Rotliegenden lässt energische Abtragung unter Mitwirkung fließenden Wassers darauf schliessen, dass noch kein völliges Gleichgewicht an der Oberfläche eingetreten war. Die Schuttmassen des Rotliegenden wurden nach Deecke „in Löchern, Rinnen und überhaupt rings um die karbonische Erhebung“ aufgehäuft.¹⁾ (Von mir gesperrt: Verf.) Vulkanische Ausbrüche und Schollenbewegungen²⁾ liessen die Erdrinde nicht zur Ruhe kommen und waren unablässig bemüht, neue Höhenunterschiede und Unebenheiten zu schaffen. In Uebereinstimmung damit steht die Tatsache, dass die Granit-Gneisoberfläche nur unmittelbar unter Buntsandstein oder „ro“ auf grössere Strecken tafelartig eben, dagegen unter älterem Rotliegenden im allg. uneben erscheint. Nach Bräuhäuser fand das beginnende Rotliegende, nach dem Verlauf der Obergrenze des Grundgebirges zu schliessen, „keine ebene Denudationsfläche“³⁾, sondern höchst wahrscheinlich „eine Landschaft mit Hügelkämmen und Talzügen, deren Verlauf ein durch die Tektonik des Grundgebirges ausgezeichneter, variskisch gerichteter war“, vor. Deecke kennzeichnet die dyadische Landschaft als eine solche „von ungemein wechselndem Charakter.“⁴⁾ Noch im obersten Rotliegenden hatte stellenweise das Wasser bedeutendes Gefälle, wie grobkonglomeratische Bänke, mit z. T. zentnerschweren Geschieben im obersten Teile des ro beweisen⁵⁾. Eine andere Transportkraft dürfte in diesem Falle schwerlich in Betracht kommen. Ja nach Bräuhäuser sind sogar die Talmulden, in denen ro lagert, tiefer als die mit ru erfüllten.⁶⁾ Es steht danach fest, dass die Landschaft im Gebiete des Schwarzwaldes im Karbon noch uneben war und eine Verebnung frühestens gegen Ende des Rotliegenden vollendet sein konnte. Für die Gegend von Schramberg—Triberg, lässt sich, wie wir sahen, unmittelbar zeigen, dass die Einebnung der Granitoberfläche erst nach der Ablagerung des Rotliegenden erfolgt ist. Auch da, wo, wie im Lenzkircher Graben, die durch Rückgängigmachung der jüngeren Verwerfungen erhaltene Abrasionsebene kulmische Gesteinsfalten und eine postkulmische (permische?) Verwerfung abschneidet (v. Bubnoff, 1912a u. 1916), ist postoberkarbonisches Alter der Abrasion verbürgt. Somit gelange ich zu dem Ergebnis, dass die Verebnung über dem Kristallinen nirgends im Schwarzwald wesentlich höheres Alter als die Ebenheit über dem Rotliegenden besitzt. Sie ist frühestens im Rotliegenden oder am Ende des

¹⁾ Deecke, a. a. O. S. 165/66.

²⁾ Siehe die Zusammenstellung dyadischer Gebirgsbewegungen bei Bräuhäuser, 1908 S. LXXXIX und 1910, S. 30.

³⁾ Bräuhäuser, 1908, S. LXXXVIII.

⁴⁾ Deecke, 1916, S. 162. Ueber die wichtigsten permischen Rinnen und Gräben sowie Höhenzüge siehe: 1916, S. 158; 1917, S. 687/88; 1918, S. 66, 89, 354, 434.

⁵⁾ A. Sauer, 1897, S. 34; Bräuhäuser, 1909, S. 34/35; Deecke, 1916, S. 196.

⁶⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 25.

Rotliegenden entstanden und folglich im nördlichen Schwarzwald, wo sie unmittelbar von Buntsandstein überlagert wird, mit der letzteren wesentlich gleichalterig; im südlichen Schwarzwalde, wo sie von immer höheren Stufen des Buntsandsteins bedeckt wird, kann sie sogar aus der Trias stammen. Wenn je vor dem Oberkarbon das Land eben gewesen sein sollte, so wäre diese Ebenheit später zerstört worden und auf keinen Fall mit der Granit-Gneisebenheit zu Beginn des Trias identisch. Es kommt demnach nur eine einheitliche Entstehung der beiden hier unterschiedenen Teile der prätriadischen Gesteinsoberfläche in Frage.

β) Einheitliche Entstehung; αα) marin.

Im nördlichen Schwarzwalde ist demnach die Abrasionsfläche in der Zeit etwa zwischen oberem Rotliegenden und der Trias entstanden; es fragt sich, ob unter Wasser oder auf dem Lande. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass Südwestdeutschland im Rotliegenden von einem Meere bedeckt war. Ich sehe mich aus Gründen des Raum Mangels gezwungen auf eine frühere Arbeit von mir, in der die Gründe für terrestrische Entstehung unseres Rotliegenden aufgeführt sind, zu verweisen.¹⁾ Da im ganzen Rotliegenden, besonders im oberen, in allen Teilen des Landes von den Höhen der Umgebung stammender Schutt ohne langen Transport in Vertiefungen abgelagert wurde, so hätte die Küste überall jederzeit nahe sein müssen, also höchstens ein Archipel, keine vollständige Bedeckung vorhanden sein können. Eine andere als küstennahe Ausbildung ist bei uns überhaupt nirgends anzutreffen. Ein Meer kann aber nicht überall jederzeit seine Küste haben.

Im Bohrloch von Sulz am oberen Neckar traf man als tiefste Sedimente dunkle neben viel Schwefelkies auch Spuren von kohligter Substanz führende Kalke mit schwarzen und dunkelbraunroten Tönen vermischt an, und in den Kalken entdeckte E. Fraas neben zahlreichen unbestimmbaren Ostracoden den „Querbruch eines Crinoiden“²⁾ Die Kalke werden von Fraas als marines unteres Rotliegendes aufgefasst; da aber für das rotliegende Alter keine Beweise vorliegen, können sie ebenso gut dem Oberkarbon angehören. Axel Schmidt rechnet die schwarzen Schiefer aus petrographischen Gründen zum Unterrotliegenden.³⁾ Bei der Deutung eines solchen isolierten Fundes, von dem leider keine genauere Beschreibung oder Abbildung vorliegt, ist wohl Vorsicht geboten. Wenn es sich dabei wirklich um sichere marine Reste handelte, so könnte man annehmen, dass im Oberkarbon das Meer noch so nahe war, dass es vorübergehend in den neuentstandenen Schramberg—Sulzer Graben eindringen konnte; aber von einem gesicherten Ergebnis kann wohl hier kaum die Rede sein. Einen Beweis für die marine Entstehung

¹⁾ Strigel, 1914, S. 218 ff.

²⁾ E. Fraas, 1890, S. 35.

³⁾ Axel Schmidt, 1912, S. 170 u. 173.

des gesamten Oberkarbons oder Rotliegenden im Schwarzwalde stellt das Vorkommen nicht dar. Die Angabe Deeckes (1916, S. 171), dass „in gleicher Position“ dunkle Kalke bei Dürrmenz und Ingelfingen beobachtet worden seien, und diese daher „nach Württemberg hinein gegen NO. eine gewisse stratigraphische Bedeutung“ haben, beruht auf einem Irrtum, da die Dürrmenzer Bohrung in dunklen Kalken an der Perm-Triasgrenze stecken blieb¹⁾ und die Tonschiefer und Kalksteine, die am Grunde der Ingelfinger Bohrung unter dem Rotliegenden mit unter 45° geneigten Schichten angetroffen wurden, vermutlich gefaltetes Devon (oder Kulm?) sind, jedenfalls den analogen Gesteinen der Badener Gegend zur Seite zu stellen sind („Uebergangsgebirge“).²⁾

Es sei in diesem Zusammenhang auf die Untersuchungen Axel Schmidts über die oberkarbonischen und permischen Zweischaler des Saar-Nahebeckens hingewiesen: Die Palaeoanodonten (Anthracosien) des limnischen Karbons und Rotliegenden betrachtet er als Süßwassertiere. Da sie aber in paralischem Karbon in Westfalen, und zwar bis zum mittleren, zusammen mit sicher marinen Tieren vorkommen, ist anzunehmen, dass sie aus marinen bzw. Brackwasserformen des älteren Karbons hervorgegangen sind, wobei eine Rückbildung des Schlosses stattgefunden hat. Aus dem ursprünglichen Vorkommen im Meere erklärt sich auch ihre weltweite Verbreitung.³⁾ Durch die Gebirgsfaltung zur Zeit des unteren produktiven Karbons wurde Süddeutschland dem Meere entzogen, aber in Vertiefungen der Oberfläche, kleinen, flachen Becken, hielt sich noch einige Zeit eine marine Fauna: Diese Becken wurden allmählich ausgesüsst und die Meerestiere (neben Anthracosien auch Proselachier und Ganoiden) passten sich dem Süßwasser an.⁴⁾ Hier haben wir also auch einen Hinweis auf die Anwesenheit des Meeres in der Saar-Nahegegend noch zu Beginn des produktiven Karbons. Van Werveke meint, dass die Fauna der Ottweiler Schichten bei Saarbrücken teils „auf Leben im Süßwasser und auf dem Lande, teils (Estheria, Candona) im Brackwasser“ hinweise, doch brauche man keine Verbindung mit dem offenen Meere anzunehmen; die Anwesenheit eines Binnenmeeres sei nicht ausgeschlossen.⁵⁾ Vielleicht liegt aber auch Anpassung mariner bzw. brackischer Formen an das Süßwasser vor. Schalen von Candonen und Estherien finden sich übrigens häufig auch in allen Stufen des Permokarbons.⁶⁾ Hier ist bestimmt anzunehmen, dass sich die Anpassung an das

1) O. Fraas, 1859, S. 344; Eck, 1887, S. 332.

2) Eck, 1887, S. 331; A. Schmidt, 1912, S. 166.

3) vgl. Amalitzky, 1893 u. 1896.

4) Axel Schmidt, 1906, S. 135; siehe die Auseinandersetzung zwischen ihm und A. v. Koenen über Süßwasser- oder marine Natur des Permokarbons (A. v. Koenen, 1905, S. 308, 1908, S. 65; A. Schmidt, 1908, S. 239) A. v. Koenen hält die Anthracosien, Palaeonisciden und Acanthodes im Oberkarbon und Perm für marin.

5) Van Werveke, 1906, S. 93 u. 123.

6) v. Ammon usw., 1910, S. 53.

Süsswasser vollzogen hatte. Die Haifischreste, die in den Kalkbänken des mittleren Oberrotliegenden der nördlichen Rheinpfalz vorkommen,¹⁾ wird man ebenfalls schwerlich als Beweis mariner Entstehung dieser Bänke anführen können, handelt es sich doch um solche von Proselachiern (*Xenacanthus*) und *Acanthodinen* (*Acanthodes*), die sich auch in den Süsswasserabsätzen des älteren Rotliegenden und produktiven Carbons, auch z. T. im nordischen kontinentalen Devon finden. Daher bemerkt O. M. Reis: „Was die Beckennatur betrifft, so sind keine wesentlichen Aenderungen zu verzeichnen; sind die Karbonablagerungen Süsswasserbildungen, so sind es die Rotliegendeschichten in dem besprochenen Bereich (einschliesslich des Oberrotliegenden: der Verf.) auch“ (a. a. O. S. 244).

Ganoidfische und Proselachier, wie *Xenacanthus*, waren nach Koken sogar schon seit dem Silur in die brackischen und limnischen Gewässer gedrängt worden. „Verbindungen der breiteren Seen mit der brackischen Uferzone des Meeres mögen existiert haben, vielleicht durch grosse Ströme, aber die Anwesenheit dieser Fische drängt nicht absolut auf solche Annahmen hin.“²⁾ Nach Credner beschränkt sich die Fauna des Rotliegenden „naturgemäss auf die Bewohner des Landes und des Süsswassers und ist *Xenacanthus Decheni* Beyr. ein Süsswasserhai.“³⁾

Auch das Zechsteinmeer drang nur bis zur Nordgrenze des Schwarzwaldes und der Vogesen vor. Westlich des Rheins ist mariner fossilführender Zechstein noch wenig südlich von Annweiler i. d. Pfalz nachgewiesen, östlich des Rheins ist er nach E. Fraas neuerdings bei Heilbronn in 23,6 m Mächtigkeit erbohrt.⁴⁾ Der Zechstein zeigt vom Spessart nach Süden Transgression der höheren Glieder und i. allg. Verringerung der Mächtigkeit aber keine wesentliche Aenderung des Gesteinscharakters, keine eigentliche klastische Facies, wie etwa am Rande der böhmischen und rheinischen Masse.⁵⁾ Linksrheinisch ist in der Südpfalz allerdings mariner fossilführender Zechstein in sandig-toniger Uferfacies, die von ähnlichen Bildungen des unteren Buntsandsteins zum Teil schwer zu unterscheiden ist, entwickelt.⁶⁾ Auch im

¹⁾ O. M. Reis, 1912, S. 37; es kommt natürlich auch der örtlich beschränkte Charakter des Vorkommens in Betracht.

²⁾ Koken 1893, S. 211.

³⁾ Elemente der Geol., 6. Aufl., S. 512; es gibt heute süsswasserbewohnende Candonen, Estherien, sogar Elasmobranchier, die in Flüssen leben.

⁴⁾ E. Fraas, 1914, S. 37—42; die Mächtigkeit des Zechsteins ist hier verhältnismässig gross; bedeutend ist auch die des Buntsandsteins im Bohrloch (517,6 m). Da auch der Muschelkalk der Gegend eine Mächtigkeitszunahme zeigt, vermutet E. Fraas „eine am Ende der Dyas vorhandene und in der Trias ausgefüllte Mulde“.

⁵⁾ H. Meyer, 1913b, S. 745; über Verminderung der Mächtigkeit des Zechsteins siehe schon Thürach, 1894, S. 47.

⁶⁾ Vgl. Thürach, 1894, S. 34; Botzong, 1910, S. 62; Deecke, 1916, S. 134 und 247 („Buntsandsteinfacies“). Für marine Entstehung des unteren Buntsandsteins beweist dies nichts, da ähnliche Gesteine sich sowohl auf dem Lande als im Meere bilden können. Ueberhaupt ist Buntsandstein ein stratigraphischer, kein Faciesbegriff.

Odenwalde kann der Zechsteindolomit sandig werden und in dolomitischen Sandstein übergehen und ist, so bei Heidelberg, von violettroten, gelben und grauen Zechsteinletten, die nach oben in die feinsandigen rotbraunen Bröckelschiefer des unteren Buntsandsteins übergehen, überlagert.¹⁾ Worauf es aber besonders ankommt, ist, dass mit der Ausbildung der sandig-tonigen Facies beim Fortschreiten nach Süden im ganzen eine Verkümmern der Mächtigkeit des marine Fossilien führenden Zechsteins verbunden ist. Das macht es sehr unwahrscheinlich, dass im Schwarzwald und in den Vogesen marine Sedimente in nennenswerter Mächtigkeit auf dem Boden des Zechsteinmeeres zur Ablagerung gelangt sind, also die klastischen Gesteine an der Grenze des Rotliegenden und Buntsandsteins Ablagerungen dieses Meeres darstellen. Auch der Mangel jeglicher mariner Fossilien in diesen Gesteinen spricht nicht dafür. Der Schwarzwald muß im Zechstein Land gewesen sein und die Küste des Zechsteinmeeres gebildet haben.

Aber auch, wenn man die Gesteine an der Perm-Triasgrenze als Ablagerungen eines Oberrotliegenden — oder Zechsteinmeeres betrachten wollte, so wäre damit noch nicht gesagt, dass die Abrasionsfläche durch ein solches Meer geschaffen worden sei. Die Ebenheit über den Rotliegenden Sedimenten könnte zwar, soweit sie sich nicht als Abtragungsebene erweist, als Schichtfläche durch Aufschüttung des Meeres erklärt werden, die Ebenheit über dem Kristallinen, ebenso wie die Abtragungsebenen über permischen Sedimenten, aber nur durch Abrasion. Gegen letztere spricht einmal die nicht gerundete, sondern meist eckige Form der Gesteinsbruchstücke, aus denen sich die in Betracht kommenden Sedimente zusammensetzen, vor allem aber auch die Verbreitung dieser Sedimente. Sie scheinen schon ursprünglich nicht überall, sondern nur in einzelnen Sammelmulden abgelagert worden zu sein, und gerade unmittelbar auf der Granit-Gneis-Ebenheit, wo Abrasionskonglomerate nicht fehlen dürften, vermisst man, wie wir beim Buntsandstein gleich näher hören werden, auf grosse Strecken grobklastische Gesteine überhaupt.

Die tatsächliche Sedimentbedeckung, die ja dem Abrasionsvorgange auf dem Fusse hätte folgen müssen, entspricht auch keineswegs der Theorie, daß die marine Abrasion schon im Rotliegenden von N. her begonnen habe und die Arbeit des Rotliegendenmeeres im Süden von dem Buntsandsteinmeer fortgesetzt worden sei.²⁾ Da das jüngste „Oberrotliegende“ wohl z. T. flächenhaft, aber trotzdem nicht zusammenhängend abgelagert wurde, wie sein Fehlen auf Granit-Gneis-Schwellen zeigt, so hätte das Meer, in dem es zum Absatz gekommen wäre, von verschiedenen Buchten aus nach den Gebieten, wo der Buntsandstein unmittelbar auf Kristallinem lagert, vordringen müssen. Das steht aber mit

¹⁾ Thürach, 1909, S. 37. Bei Heilbronn (Erlenbach) Zechstein nur aus Tonen und Dolomiten bestehend, setzt nach unten scharf ab gegen Sandsteine des Rotliegenden. (E. Fraas, 1914, S. 41.)

²⁾ Deecke, 1916, S. 196/97.

der Lagerung des Buntsandsteins nicht im Einklang, denn für ein Buntsandsteinmeer käme bei der Transgression der Buntsandsteinstufen in südlicher Richtung nur ein Vorrücken in dieser einzigen Richtung in Frage.

Wichtig ist dabei auch, dass im N. (Odenwald und Spessart) nicht nur das Oberrotliegende, sondern auch der Zechstein sich auf durchaus unebenem kristallinem Grunde auflagert, im Spessart, da unter Entwicklung des basalen Zechsteinkonglomerates, wo nicht höhere Horizonte transgredieren, aber ohne solches, nur mit einer Grundbreccie, wo letzteres der Fall ist, im Odenwald überhaupt ohne Basiskonglomerat, höchstens vereinzelt mit einer Basisbreccie.¹⁾ Man beachte z. B. die Unebenheit der Granitoberfläche unter dem Zechstein bei Waldmichelbach im Odenwalde²⁾ oder die Unebenheit der Auflagerungsfläche des Zechsteins im Spessart nach den Profilen von Bücking.³⁾ Man findet da unter dem Zechstein alles andere als eine Abrasionsebene. Der Untergrund des Zechsteins ist, ebenso wie der des Oberrotliegenden, eine bergige Landoberfläche. Das Zechsteinmeer hat also im Gebiete des Spessarts und Odenwaldes eine unebene Landoberfläche, teils ohne jede, teils ohne nennenswerte Abrasion überflutet. Einzelne aus dem Boden des Zechsteinmeeres aufragende Klippen wurden sogar erst vom Buntsandstein bedeckt. Dabei entwickelt der Bröckelschiefer an der Basis wohl eine grandige, rotliegendähnliche Grundgebirgsbreccie, aber kein Abrasionskonglomerat; der hügelige Charakter der Auflagerungsfläche sowohl im Spessart wie im Odenwald (hier z. B. am Breuberg bei Neustadt, vgl. Strigel, 1912, Taf. VIII) spricht auch gegen eine etwaige Abrasion durch ein Buntsandsteinmeer.

Eine Entstehung durch ein noch älteres Meer als das des Oberrotliegenden kann schon deswegen nicht in Frage kommen, weil die Fläche, wie oben gezeigt wurde, frühestens im Oberrotliegenden entstanden sein kann.

Der deutsche Buntsandstein wird von zahlreichen Geologen als Landsediment, von Deecke indes als Ablagerung eines Binnenmeeres betrachtet.⁴⁾ Während das Meer im Zechstein noch den Fuss des Schwarzwaldes bespülte, soll es im Laufe des Buntsandsteins langsam nach Süden vorgerückt sein und den ganzen Schwarzwald überflutet haben, und die Abrasionsfläche soll, wie wir schon oben hörten, das Werk dieser Transgression sein, obwohl das Land eigentlich schon im Karbon eben gewesen sein oder im Perm gründlich eingeebnet worden sein soll.⁵⁾ Auch

¹⁾ Vgl. H. Bücking 1892; H. Meyer, 1913b, S. 745; 1915, S. 23; A. Strigel, 1914, S. 6ff. Das Zechsteinkonglomerat im Spessart setzt sich übrigens aus Quarzsandsteinen oder Quarzkonglomeraten zusammen, führt keine Geschiebe von kristallinen Schiefen. Es ist also kein Abrasionskonglomerat. (Bücking, 1892, S. 133.)

²⁾ Vgl. das Profil bei Strigel, 1912, S. 158.

³⁾ 1892, Taf. II 7 und Fig. 8, S. 155.

⁴⁾ 1916, S. 215.

⁵⁾ A. a. O. S. 205.

von Sauer,¹⁾ Thürach,²⁾ van Werveke,³⁾ und Kessler,⁴⁾ wird die Entstehung der Abrasionsfläche mit der Transgression des Buntsandsteins bzw. Buntsandsteinmeeres in Verbindung gebracht. Deecke stellt sich vor, dass das transgredierende Meer wohl imstande war, was an Schutt auf der Fläche (von mir gesperrt: Verf.) in Form von „Taschen, Talböden und Terrassen vorhanden war“ aufzuwühlen, aber nicht stark genug, um „mächtige, geschützte Schuttmassen“ zu zerstören.⁵⁾ Zu einer Abrasion von Granit-Gneishöhen hätte also die Kraft der Transgression wohl auch nicht ausgereicht. Auch für diesen Fall gilt: Die Auffüllung von Vertiefungen des Meeresgrundes durch Aufbereitungsprodukte hätte allerdings eine Schichtebenheit erzeugt; damit wäre aber nur die Ebenheit über den rotliegenden Sedimenten erklärt, keineswegs aber die über dem Kristallinen, die doch das eigentliche Problem darstellt. Diese hätte das transgredierende Meer nur durch kräftige Abrasion erzeugen können. Ein Meer, das nur oberflächlich Schutt aufwühlte, hätte die Felsebene über Granit und Gneis nicht selbst geschaffen, sondern nur die schon vorhandene von Sedimenten freigelegt. Damit ist schon gesagt, dass die Abrasionsfläche als Ganzes auch nicht durch Transgression eines Buntsandsteinmeeres ohne kräftige Abrasion entstanden sein kann. Deecke sagt übrigens selbst, dass, was an Schutt im Buntsandstein und dessen Konglomeraten enthalten ist, ursprünglich „auf der Fläche (d. h. der Abrasionsfl.: Verf.) in Form von Taschen, Talböden und Terrassen vorhanden war“.⁶⁾ Das heisst aber doch: Die Fläche bildete schon den Auflagerungsboden des Schuttes und ist durch die Abräumung nur freigelegt worden, also nicht durch die Transgression des Triasmeeres entstanden. Von diesem Standpunkt wäre es besser, gar nicht von einer triadischen Abrasionsfläche zu sprechen. Betont muss aber vor allem hier schon werden, dass solcher Schutt zum grössten Teil erst im Buntsandstein hätte abgelagert worden sein müssen, da das Material der Geröllhorizonte des Buntsandsteins teilweise oder sogar überwiegend seinen Ursprung in grösserer Entfernung, sogar ausserhalb des Schwarzwaldes, hat, im Perm aber im wesentlichen nur örtlicher, aus dem Schwarzwalde selbst stammender Schutt abgesetzt wurde. Umlagerung permischen Schuttes könnte also nur eine geringe Rolle gespielt haben. Auch stimmt die horizontale Verbreitung der Geröllstufen des Buntsandsteins nicht mit derjenigen der permischen Gerölle überein; so ist der untere Buntsandstein über der geröllreichen Badener Rotliegendmulde selbst im wesentlichen geröllfrei.

Kommt Abrasion durch das Buntsandsteinmeer für eine Entstehung der Abrasionsfläche überhaupt in Frage? Die Eben-

¹⁾ 1895, S. 5 und 1899, S. 8.

²⁾ 1897, S. 7 und 1913, S. 499.

³⁾ 1908 a, S. 65.

⁴⁾ 1914a, S. 30.

⁵⁾ Deecke, 1916, S. 205.

⁶⁾ A. a. O. S. 205.

heit über dem Rotliegenden und dem Kristallinen wären in diesem Fall einheitlicher Entstehung, Teile derselben Abtragungsfläche. Zuzugeben ist, dass die Form der Fläche eine derartige Entstehung nicht ausschliessen würde, ja ihre Ebenheit und das unvermittelte Abschneiden der Rotliegenden Senken durch sie gut erklärt würden. Der Theorie der marinen Abrasion würde auch das fortgesetzte Uebergreifen der jüngeren Stufen über die älteren auf kristallines Gebirge entsprechen, sodass, während im Norden noch unterer Buntsandstein vorhanden ist, schliesslich im SO im Alb- und Wutachtal der Karneolhorizont in verschwindender Mächtigkeit von nur wenigen Metern den Granit bedeckt.¹⁾ Eine Ausnahme macht der eigentliche Hauptbuntsandstein (sm), der im Osten vor dem Eck'schen Horizont auskeilt. Infolgedessen treten südlich Schramberg bei Königsfeld, Triberg, Villingen, die beiden Geröllhorizonte in unmittelbare Berührung miteinander. Man sollte aber bei mariner Abrasion erwarten, dass jede Stufe bei der Berührung mit dem kristallinen Untergrund konglomeratisch würde und dieser Charakter sich mit wachsender Entfernung davon wieder verlöre. Das ist indess nicht der Fall, vielmehr wechseln geröllfreie Stufen, die am Grundgebirge wohl zuweilen eine grobklastische, aber keine eigentliche konglomeratische Beschaffenheit annehmen (mit Ausnahme von sm?), mit Geröllhorizonten, die diesen Charakter nicht nur unmittelbar am Grundgebirge, sondern auch noch in grosser Entfernung zeigen, am älteren Gebirge selbst aber auch geröllfrei sein können.

Von besonderem Interesse ist in dieser Hinsicht der untere Buntsandstein des Nordschwarzwaldes auf kristalliner Grundlage. Er beginnt teils mit sandigen Tonen, sog. „Bröckelschiefern“, teils mit Sandsteinen.²⁾ Die letzteren sind über dem Grundgebirge oft grobkörnig und arkoseartig, also rotliegend ähnlich.

¹⁾ Im Bohrloch von Schleithem bei Stühlingen noch 11,7 m, siehe F. Schalch, 1912, Anmerkung auf S. 18. Für den Hegau schliesst Buri (1910, S. 23 u. 53) aus Einschlüssen in Tuffen, dass der untere Buntsandstein fehle, dagegen mittlerer und oberer vorhanden sei, trotzdem aber die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins wahrscheinlich nur noch wenige Meter betrage(?). Der untere Buntsandstein reicht im Osten bis in die Gegend von Schramberg, im Westen in abnehmender Dicke bis etwa östlich Kenzingen (su + sm im Kirnbachtale 160—170 m nach Stierlin, 1910, S. 641 u. 644). Bei Emmendingen fehlt unterer Buntsandstein bereits (im Hochburgrevier sm + so ungefähr 160 m nach Glaser, 1914, S. 15); bei Freiburg, Staufen, Badenweiler transgrediert das Hauptkonglomerat auf dem Kristallinen. Während die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins bei Lahr noch 250 m beträgt, erreicht er bei Freiburg nur noch etwa 60 m (Glaser, S. 6; Steinman, Geol. Führer der Umgebung v. Freiburg S. 49). Dazwischen keilt aber der untere Buntsandstein schon nördlich der Kinzig aus, so am Mooskopf, Täschenkopf und Brandenkopf. Wilser nimmt an, dass in der SW-Ecke des Schwarzwaldes, am Dinkelberge, noch unterer und mittlerer Buntsandstein in der Facies mergeliger Arkosen (Gesamtmächtigkeit 40 m) unter dem Hauptkonglomerat entwickelt seien. Ueber das eventuelle Vorkommen von Eck'schem Horizont am Dinkelberge, [siehe Neumann, 1911, S. 722; v. Bubnoff, 1912, S. 527; Wilser, 1912, S. 7; 1913, S. 6].

²⁾ H. Eck, 1892, S. 472—78; H. Thürrach, 1913, S. 497; W. Deecke 1916, 219 ff.

Wir treffen diese grobe Ausbildung bei Baden-Baden und Herrenalb, wo sie schon Sandberger und Eck beobachteten, im Enztal, im Gebiete der oberen Murg, vor allem aber an der oberen Kinzig und Schiltach, wo sie auskeilt. Es handelt sich durchweg um eckigen Grundgebirgsgrus, also um eine Breccie. Es kommen Bänke mit eckigen Geröllen von Walnussgrösse vor; vereinzelt auch grössere Gerölle bis zu Faustgrösse (Aplit, Granit, Porphyry etc.). Von einer wirklichen Konglomeratbildung ist aber keine Rede. Die gröbere Facies bildet dazu immer die Ausnahme, wenigstens im N. Die normale Basis des su besteht im Enz- und oberen Murgtale und bei Freudenstadt aus sehr feinsandigen Tonen oder feinkörnigen Sandsteinen, im Rench- und Wolfachtal vorwiegend aus roten Letten, denen nur einzelne arkoseartige Sandsteinbänke zwischengeschaltet sind ¹⁾).

Wo die grobklastischen Bildungen an der Basis des auf Granitgneis lagernden unteren Buntsandsteins durch Dolomit oder Karneol verkitet sind oder mit dolomitischen Sandsteinen wechsellagern (u. a. Sohlberg b. Allerheiligen, Blatt Oberthal-Kniebis, Bl. Enzklösterle und Simmersfeld) dürfte die über das Rotliegende auf das Grundgebirge übergreifende Karneoldolomitstufe des obersten Rotliegenden vorliegen, von der im 2. Teil noch gehandelt wird.

Das Eck'sche Konglomerat gleicht, wenigstens im Süden, durch die Führung zahlreicher gerundeter Gerölle aller kristallinen Schwarzwaldgesteine in bankweiser Anordnung, neben denen auch massenhaft helle Quarzite, braunrote und schwarze Kieselschiefer, sowie Porphyre, Porphyrtuffe und verkieselte Hölzer des Rotliegenden vorkommen, am ehesten einem Abrasionskonglomerat ²⁾. Bei Triberg ist der Horizont arkoseartig, reich an Koalinteilchen und Feldspatfragmenten ³⁾. Kristalline Geschiebe sind bis in die Simmersfelder, Wildbader und Teinacher Gegend hinein zahlreich vorhanden ⁴⁾. Bei Wildbad bestehen die Gerölle vorwiegend aus Quarzen und Quarziten; Grundgebirgsmaterial (Granit) wird nicht in grösserer Menge beobachtet, häufiger Porphyry; ähnlich im Bohrloch von Erlenbach-Heilbrunn ⁵⁾. Die Kieselschiefer und Quarzite wei-

¹⁾ Aus Raumangel muss ich es mir versagen, einzelne Beispiele anzuführen und den Leser auf die Literatur, besonders die Erläuterungen der Spezialkarten, verweisen: Sandberger 1861, S. 19/20; Eck 1892, S. 472; A. Sauer 1894, S. 58/59; 1895, S. 51; Schalch 1895, S. 53; K. Regelman 1907, S. 71; 1908, S. 40; 1911, S. 51—57; 1913, S. 50/51 u. 54; M. Bräuhäuser 1909, S. 40/41; 1913, S. 44; M. Bräuhäuser u. A. Schmidt 1908, S. 14; M. Schmidt u. K. Rau 1910, S. 16; Thürach 1913, S. 497; Deecke 1916, S. 219, 221.

²⁾ F. Schalch, 1897, S. 31 und 1899, S. 20; A. Sauer, 1897, S. 36; M. Bräuhäuser und A. Sauer, 1911, S. 28.

³⁾ A. Sauer, 1899, S. 28.

⁴⁾ M. Bräuhäuser, 1918, S. 249; u. A. Schmidt, 1908, S. 16.

⁵⁾ K. Regelman, 1913, S. 57; E. Fraas, 1914, S. 40; in den Vogesen bemerkte K. Brunzel in der nördlichen Umgebung des Donon keine kristallinen Geschiebe 1893, S. 189), dagegen sind solche für die Gegend von Weissenburg nach Benecke charakterisch (1888, S. 10, auch van Werveke, 1894, S. 25), ebenso kommen sie in der Pfalz vor; wenn auch hier die Quarzite vorwiegen (Leppia, 1888, S. 46; 1889, S. 43

sen allerdings auch beim Eck'schen Horizont auf Transport hin, und auch bei den kristallinen Geschieben würde genaueres Studium wahrscheinlich einen entfernteren Ursprung häufig nachzuweisen imstande sein, worüber eine genauere Untersuchung erwünscht wäre. In anderen Gebieten treten die kristallinen Geschiebe sogar zurück vor dem sicher ortsfremden Material. Wenn also dieser Horizont ein Abrasionskonglomerat wäre, so hätte mindestens über dem Abrasionsniveau eine Lage alt-triadischer (nicht permischer!) Flussgerölle vorhanden sein müssen. Beim Vorherrschen des ortsfremden Gesteinsmaterials wäre anzunehmen, dass die Abrasion im Niveau dieser Schotterdecke gewirkt hätte, in welchem Falle aber keine Abrasion des kristallinen Gebirges stattgefunden hätte.

Das Hauptkonglomerat setzt sich im Norden ganz, im Süden, wo es auf Grundgebirge übergreift, vorwiegend aus Milchquarzen zusammen. Die Geschiebe überschreiten selten Walnussgrösse, nach Deecke selten Hühnereimasse¹⁾, sind also in der Grösse auffallend gleichmässig. Die Grösse und Häufigkeit der Gerölle nimmt aber nach Süden zu. Bruchstücke des Untergrundes fehlen im Norden (mit verschwindenden Ausnahmen) ganz und sind auch im Süden spärlich. So ist auf Blatt Triberg das Cement in den südlichen Teilen zwar arkoseartig, kristalline Feldspatgesteine sind aber unter den Geschieben selten; es überwiegen Quarzite²⁾. Bei Schramberg und Schiltach führt es reichlich Geschiebe von kristallinen Gesteinen. Es lässt sich hier eine Transportrichtung der Geschiebe von Ost gegen West oder Südost gegen Nordwest feststellen. Bei Alpirsbach nehmen die Gerölle von Ost gegen West an Grösse rasch ab; zugleich verschwinden gegen Westen hin die Geschiebe kristalliner Gesteine, während gleichzeitig die Gesamtmächtigkeit nach SO stark abnimmt³⁾. Bei Dogern führt es nach Deecke Granittrümmer, also „Trümmer des unmittelbar Liegenden“⁴⁾. Bei Villingen, wo die Stufe auf kristallines Gebirge übergreift, scheinen dagegen Granit und Gneis vollständig zu fehlen. Im Wieselbach- und Wolfbachtale bei Villingen ist das Konglomerat nur noch verhältnismässig schwach angedeutet und herrschen in der Hauptsache im Niveau des oberen Konglomerates grobkörnige Sandsteine⁵⁾. Bei Donaueschingen kann es durch lockere granitische Arkose unmittelbar über Eisenbacher Granit mit Granophyr- und Por-

und 45); van Werveke gibt an, dass in Rheinprovinz und Reichsland Quarz und Quarzit vorwalten, daneben aber Porphyr und -tuffe, Sericitschiefer und Grauwackensandsteine vorkommen (1906, S. 135; auch G. Meyer - van Werveke, Bl. Saarbrücken, lothringischer Teil S. 49).

¹⁾ W. Deecke, 1916, S. 250; F. Schalch, 1897, S. 31; 1903, S. 18; 1904, S. 8; F. Schalch und A. Sauer, 1903, S. 22. Bei Emmendingen ei- bis faustgross (Glaser).

²⁾ Sauer, 1899, S. 28; F. Schalch: Gerölle kristallinischer Gesteine sind, wenn überhaupt vorhanden, jedenfalls höchst selten (1907, S. 70).

³⁾ M. Bräuhäuser, 1909, S. 46; 1913, S. 47/48.

⁴⁾ W. Decke, 1916, S. 250.

⁵⁾ F. Schalch, 1899, S. 20.

phyrfragmenten oder durch einen Sandstein mit einzelnen wohlgerundeten Quarzbrocken an der Basis vertreten werden¹⁾. Auch bei Neustadt kann die Geröllführung spärlich und dadurch die Konglomeratbildung undeutlich werden²⁾. Am Dinkelberg setzt es sich aus Quarziten und Porphyre zusammen; andere kristalline Gerölle sind ganz selten³⁾. In den Vogesen, in der Pfalz und Rheinprovinz bestehen die Gerölle des Hauptkonglomerates aus weissem Quarz und braunen sowie grauen Quarziten und fehlen kristalline Gesteine oder sind sehr selten.⁴⁾

Stellt das Hauptkonglomerat ein Abrasionskonglomerat einer kristallinen Steilküste dar? D e e c k e betrachtet die Konglomerate des Buntsandsteins nicht eigentlich als solche: „Bei unseren Sandsteingeröllen handelt es sich aber nicht um Schutt einer Steilküste, sondern um ausgewaschenen Verwitterungs- und Flussschutt“. „Es kann sich um alte dyadische und triadische Flussterrassen, Deltakegel usw. handeln, die auf flachem Ufer zerstört worden sind, ganz ebenso wie die Ostsee die Geschiebemergel und die diluvialen Kiesmassen ihrer Ufer umlagert und den Sanden einverleibt“⁵⁾. Dann ist aber die Ebenheit über den kristallinen Gesteinen auch nicht durch Abrasion des Buntsandsteinmeeres entstanden.

Stellen wir uns, wie D e e c k e will, die kristalline Oberfläche mit einer Decke von Flußschottern vor, die im unteren oder mittleren Buntsandstein (nicht in der Dyas!) abgesetzt worden wären. Dann sind drei Fälle möglich: 1. Die Abrasion setzt im Niveau der Schotterdecke an. Dann kommt die Brandung mit dem kristallinen Untergrund überhaupt nicht in Berührung, sondern durchschneidet die Schotterdecke, von der der basale Teil als Rest zurückbleiben müsste. Eine kristalline Abrasionsplatte könnte auf diese Weise niemals zustande kommen. 2. Sie setzt an der Grenze von Schotterdecke und kristallinem Untergrund ein und räumt erstere einfach ab, ohne den letzteren anzugreifen. Dann würde sie, wie schon S. 50 bemerkt, eine Ebenheit über dem Kristallinen nicht selbst erzeugen, sondern die vorhandene nur freilegen. In beiden Fällen könnte das Brandungskonglomerat, so wie tatsächlich das Hauptkonglomerat, hauptsächlich aus ortsfremdem Material zusammengesetzt sein, auch gelegentlich sandig werden oder stellenweise fehlen, aber Abrasion kristallinen Gebirges würde nicht stattfinden. 3. Sie setzt unterhalb der Schotterdecke im Kristallinen ein. Dann müssten aber Geschiebe vom anstehenden kristallinen Fels einen wesentlichen Bestandteil des Abrasionskonglomerates ausmachen. Das ist aber beim Haupt-

¹⁾ F. Schalch, 1904, S. 9; z. B. im Brämbachtale lockere, granitische Arkose mit einzelnen Quarzen und Porphyren über welliger Granitoberfläche (Schalch 1907).

²⁾ F. Schalch, 1903, S. 17; 1907, 69—78.

³⁾ Wilser, 1914, S. 505.

⁴⁾ Lepsius, 1875, S. 86 u. 93; für Nordvogesen bezw. Pfalz: van Werveke, 1894, S. 26; 1906, S. 148; K. Brunzel, 1898, S. 190; Benecke 1888, S. X; Leppla, 1888, S. 46.

⁵⁾ D e e c k e, 1916, S. 250 u. 251.

konglomerat über der Abrasionsfläche nicht der Fall. Kristallines Material kann wohl mehr oder weniger reichlich auftreten, tritt aber immer hinter anderem der Menge nach zurück, ja kann sogar ganz fehlen. Das kristalline Abrasionskonglomerat müsste auch über der Abrasionsfläche überall in gleicher Weise entwickelt sein, was ebenfalls nicht zutrifft. Also der einzige Fall, in dem überhaupt eine kristalline Abrasionsfläche entstehen kann, kommt deswegen nicht in Betracht, weil das Hauptkonglomerat nicht die erforderlichen Eigenschaften besitzt. Die deutsche Ostseeküste kann nur da zum Vergleiche herangezogen werden, wo diluviale Kiese und Geschiebemergel auf felsiger Basis, etwa Kreide, lagern und eine Abrasion der Kreideküste vor sich geht, nicht, wo nur diluviale Schotter oder Geschiebemergel abradert werden. Demnach kann das Hautkonglomerat nicht als Abrasionskonglomerat einer kristallinen Steilküste und die Abrasionsfläche im Liegenden nicht als Produkt einer marinen Abrasion durch ein Buntsandsteinmeer gelten.

Ganz im Südosten, bei Bonndorf und Stühlingen, wo der Karneol-sandstein auf Granit übergreift¹⁾ und die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins sich auf einige Meter reduziert, lagern lockere Sandsteine unmittelbar auf Granit und fehlt jede Andeutung von konglomeratischer Ausbildung²⁾. Von einer Abrasion einer kristallinen Gebirgsmasse durch ein nach Süden vorrückendes Buntsandsteinmeer kann also auch aus dem Grunde keine Rede sein, weil an der Basis des Buntsandsteins entweder Konglomerate überhaupt fehlen oder die vorhandenen Konglomerate, mit Ausnahme vielleicht des Eckschen, keine Abrasionsprodukte kristalliner Massen sein können³⁾.

Selbst wenn also der Buntsandstein im Meere abgelagert worden wäre, so wäre doch die sogenannte Abrasionsfläche nicht durch Abrasion dieses Meeres entstanden. Vielmehr müsste man dann annehmen, dass dieses Meer die Fläche schon im wesentlichen fertig vorgefunden und das Land ohne erhebliche Abrasion überflutet, dabei allerdings auf der Fläche reichlich vorhandenen Schutt umgelagert habe, wobei aber immer zu beachten ist, dass das Material der Geröllhorizonte teilweise oder vorherrschend ortsfremd ist, folglich triadische Flussgerölle an der Zusammensetzung dieses Schuttes wesentlichen Anteil gehabt haben müssten und zwar nicht nur im Schwarzwalde, auch in Vogesen, Pfalz und Rheinland, denn permische Sedimente kommen wegen ihrer örtlichen Beschaffenheit als Lieferant fremden Materials i. a. nicht in Betracht. Nun ist aber der Buntsandstein nach der Ansicht vieler Geologen überhaupt keine marine, sondern eine terrestrische Bildung. Das fällt natürlich neben, ja vor allem anderen dabei in die Wagschale. Ich will indes hier nicht auf den Streit über die Entstehung des Buntsandsteins eingehen. Ich muss mich aus Raumangel darauf beschränken, einige Beden-

¹⁾ Im Alb- und Wutachtal transgrediert der Karneolhorizont der oberen Buntsandsteins auf Kristallinen, im ersteren noch mit eines Hauptkonglomerat-Unterlage von $\frac{1}{2}$ m. (Wilser, 1913, S. 15).

²⁾ F. Schalch, 1906, S. 5 u. 1912, S. 19. Nur Beimengung von Feldspatteilchen findet sich.

³⁾ Vergl. auch die Bemerkung über die Verebnungen unter „ro“ S. 38.

ken gegen die marine Natur der Buntsandsteintransgression im Schwarzwald vorzubringen: 1. Das vordringende Meer hätte nur in einer mittleren Zone Schotter umgelagert bzw. zugeführt erhalten, aber nicht im N. und nicht im S., wiewohl hier geröllführendes Rotliegende im Untergrunde vorhanden war bzw. nicht überall fehlte; 2. die Buntsandsteingeröllstufen nehmen horizontal eine Breite von mehreren Hundert Kilometern ein, während doch in den heutigen Meeren die Geröllzone die schmalste von den Zonen der Flachsee-Ablagerungen ist. Darauf haben schon Philipp i und André e hingewiesen. Glaciale und Pflanzendrift kommen bei der gesetzmässigen Abnahme des Kornes mit der Entfernung vom angeblichen Strande nicht in Frage; eine andere Transportmöglichkeit dürfte es für Gerölle im Meere auf diese Entfernungen nicht geben. Deltabildungen von dieser Breite sind vor einem stetig sinkenden Lande nicht möglich; ob mit einem Vorschieben von Deltas während eines Stillstandes der Senkung zu rechnen ist, das müsste erst eine genaue Prüfung der Lagerung erweisen ¹⁾. 3. Zur Herbeischaffung des aus grösserer Entfernung stammenden Materiales, z. B. beim Hauptkonglomerat, muss auf alle Fälle Flusstransport in Anspruch genommen werden; auch Deecke tut dies. Es fragt sich, ob es notwendig ist, nochmalige Umlagerung der Flußschotter durch ein Meer anzunehmen. 4. Die Lagerungsverhältnisse müssten bei einer Meerestransgression andere sein ²⁾. 5. Es ist mir sehr zweifelhaft, ob die im Eckchen Horizont und Hauptkonglomerat bis weit nach N. in grosser Zahl beobachteten Windschliffe wirklich alle nur aus dem Rotliegenden umgelagert sind. Es kommen solche vor, die dafür viel zu vollkommen ausgebildet sind und keine Spur von Abröllung zeigen. Die Brandung hätte jedenfalls die Windschliffe des Rotliegenden völlig zerstört, ebenso diejenigen, die sich etwa am Strande eines Triasmeeres zur Ebbezeit neugebildet hätten. Vor allem können aber Windschliffe nicht in so grossem Abstand vom angeblichen Strande entstanden sein ³⁾.

Auf die Transgression des Buntsandsteins links des Rheins einzugehen, muss ich mir aus dem angeführten Grunde ganz versagen ⁴⁾.

Den Ursprung des Buntsandsteinmaterials der Vogesen haben wir nach van Werveke in weiterer Ferne zu suchen, „im Süden

¹⁾ Philipp i, Leth. geognost. II. S. 46; Thü r a c h, 1894, S. 52; K. André e, 1913, S. 186/187; 1916, S. 300; J. Walther, 1893/94, S. 869—872; Kalkowsky, 1893, S. 81 ff.; G. R. Credner, 1878, S. 74; Krü m m e l, 1889, S. 129; 1907, S. 104, 165, 167/68, 179, 180, 188, 198; 1911, S. 122, 727.

²⁾ Vergl. oben S. 51.

³⁾ K. Regelman n, 1907, S. 74 u. 1913; Bräuhäuser, 1909, S. 42; 1913, S. 46; 1918, S. 259; Bräuhäuser und Sauer, 1911, S. 28; Deecke, 1916, S. 248; Neumann, 1911, S. 722; Wilser, 1913, S. 16 u. 21; 1914, S. 505; Stierlin, 1910, S. 643; Glaser, 1912, S. 9. Zweifellos nicht abgeröllte Windschliffe, von Dr. Schmitthener aus smci, bei Röth im Murgtale gesammelt, besitzt das geolog. Institut in Heidelberg. Ueber Rückbildung diluvialer Windkanter durch die Brandung auf Sylt siehe Pfannkuch, 1913, S. 316.

⁴⁾ Siehe dazu Lepsius, 1875, S. 92; van Werveke, 1906; S. 140; 1903, S. 229 (Profile); 1910, S. 30; 1914, S. 12; O. M. Reis, 1903, S. 162; W. v. Seidlitz, 1911, S. 237—249.

oder Südwesten. Dort müsse damals ein Gebirge bestanden haben, das wesentlich aus Quarzgesteinen aufgebaut war, die, wie ein seltener Fund eines Quarzitzerörlles mit Graptolithen dartut, z. T. silurischen Alters sind¹⁾. Das Material des pfälzischen Buntsandsteins stammt aus einem Berglande, das sich im SW., W. und NW. erhob. Die Abtragungsprodukte wurden nach Re is durch Flüsse verfrachtet²⁾. Auf einen Transport in W.-O.-Richtung deutet auch die Abnahme der Menge und Grösse bei den Geröllen vom Pfälzer- zum Odenwald. Sandberger beobachtete im Schwarzwald eine Zunahme der Zahl der kristallinen Gerölle sowie eine allgemeine Grössenzunahme der Gerölle, beides nach O. Bräuhäuser schliesst aus der Abnahme der Grösse der Geschiebe von SO gegen NW, von dem Quellgebiet von Schiltach, Eschach und Heimbach gegen das obere Kinzigtal, die Reinerzau und den Kniebis hin, auf die Herkunft von S. und von SO., wo sich das vindelizische Gebirge erhob. Von diesem sollen die Gerölmassen „wohl mit mächtigen losbrechenden Wasserfluten in das Vorland hinausgetragen worden sein“³⁾.

Oben wurde schon auf die Unwahrscheinlichkeit derartigen Transportes von Geröllen im Meere hingewiesen. Also kommt auch für die Ablagerung kein Meer in Betracht; vielmehr muss sie auf dem Lande stattgefunden haben. Dann liegt keine marine, sondern eine terrestrisch fluviatile Transgression⁴⁾ vor. Die Mächtigkeitszunahme des Buntsandsteins des östlichen Schwarzwalds in westlicher und nordwestlicher Richtung (Axel Schmidt, 1912, S. 173; M. Bräuhäuser 1913, S. 47/48) steht mit dieser Entstehung nicht in Widerspruch. Auch wird dadurch auf die einfachste Weise erklärt, warum das Material des Buntsandsteins nicht aus dem Ablagerungsgebiet oder dessen Nähe stammt, sondern seinen Ursprung z. T. ausserhalb des Schwarzwaldes, der Vogesen oder des Pfälzerwaldes hat, eine Tatsache, die die Hypothese einer Meerestransgression doch auch nur durch Zuhilfenahme von Flusstransport zu erklären vermag.

Somit ist gezeigt, dass die Abrasionsfläche im Schwarzwalde, obwohl sie im Bereich einer Buntsandsteintransgression liegt, doch nicht das unmittelbare Erzeugnis dieser Transgression darstellt; höchstens im Süden das mittelbare, insofern hier Abtragung und Einebnung noch im Buntsandstein zu einer Zeit weitergegangen sein können, wo im Norden durch Eindeckung mit Sedimenten der Prozess abschloss; und zwar könnten die gleichen Agentien (Flüsse) einerseits im Norden die Ablagerung, andererseits im Süden die Abtragung bewirkt haben.

¹⁾ van Werveke, 1908, S. 64; siehe auch v. Seidlitz, 1911 (die grössten Gerölle v. smc₂ im Süden); Gerölle der alten Donau auf dem Eichberg enthalten Kieselschiefer mit Graptolithen, aus dem Buntsandstein des Schwarzwaldes stammend (Göhringer, Talgeschichte der oberen Donau, S. 432).

²⁾ O. M. Re is, 1903, S. 162; 1921, S. 138; siehe auch P. Kessler, 1914b, S. 80.

³⁾ M. Bräuhäuser, 1918, S. 248/249; Dacqué, 1915, S. 354; siehe oben S. 53.

⁴⁾ Mit Ausnahme vielleicht des obersten Buntsandsteins.

Dass die einzelnen Buntsandsteinhorizonte nach N. bzw. W. hin anschwellen, also gerade in entgegengesetzter Richtung, als es bei Schuttkegelbildungen der Fall sein müsste, hat seinen Grund im ständigen Absinken des Bodens der Geosynklinalwanne und dem Ausgleich der Senkung durch Nachfüllung. Dadurch und durch die damit verbundene Erweiterung der Sedimentationswanne entsteht ja überhaupt das Lagerungsbild einer Transgression¹⁾, das man früher als nur für eine Meerestransgression charakteristisch betrachtet hat.

ββ) subaerisch.

Das Klima des Oberrotliegenden und Zechsteins.

Die Abrasionsfläche ist also auf dem Lande unter der Wirkung subaerischer Kräfte entstanden. Unter welchem Klima? Nach Walther, Davis, Hilgard, Ramann, Penck u. a. kann man nach dem Schicksale, das die Niederschläge erleiden, folgende drei Haupttypen des Klimas unterscheiden: 1. *nivales* oder Firnklima mit dauernder Schnee- oder Eisbedeckung; 2. *humides* oder feuchtes Klima, in dem die Sonnenwärme hinreicht, den Boden einige Zeit im Jahre schneefrei zu erhalten, aber die Verdunstung nicht imstande ist, den Niederschlag aufzuzehren; 3. *arides* oder trockenes Klima, in dem die Verdunstung so stark ist, dass sie nicht nur den gesamten Niederschlag, sondern noch mehr aufzehren könnte. Bei 2 ist also die Verdunstungshöhe kleiner, bei 3 grösser als die Niederschlagshöhe. Die Lufttemperatur kommt dabei nur insofern in Betracht, als höhere Temperatur die Verdunstung steigert, also den ariden Zustand leichter bewirkt als tiefere²⁾. Der Ueberschuss des Niederschlages fliesst im nivalen und humiden Klima in Form von Gletschern und während des ganzen Jahres strömenden Flüssen ab. Diese besitzen im humiden Gebiete ausser in den dahin aus dem nivalen Reiche vorstossenden oder wenigstens Schmelzwasser vorschickenden Gletschern einen dauernden Wasservorrat in dem Grundwasser, zu dem sich der eingesickerte Teil des Niederschla-

¹⁾ Siehe das instruktive Profil der linksrheinischen Buntsandsteinwanne bei van Werveke, 1914, S. 12; echte Schuttkegelform zeigt dagegen der Stubensandstein in Schwaben.

²⁾ Auch die Luftfeuchtigkeit ist natürlich von Bedeutung, da auch von ihr die Stärke der Verdunstung abhängt. Es handelt sich bei dieser Dreiteilung nur um eine ganz allgemeine Einteilung, nicht um eine Spezialisierung der Klimatypen. Unterschiede in der Sonnenstrahlung, atmosphärischen Circulation, jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge, in Temperaturhöhe und -schwankung, bedingen zahlreiche Abstufungen und Uebergänge des Klimas im einzelnen; vergleiche die Einteilungen von Hettner und Köppen. Ersterer betrachtet insbesondere den Gegensatz von tropischen und aussertropischen Klimaten als wesentlich (1911, S. 678 ff.). J. Walther wird insofern diesem Standpunkt gerecht, als er von vornherein das humide Klimareich in zwei Zonen trennt: die tropisch feuchte oder pluviale und die temperiert feuchte oder die schlechthin humide (1. *nivales*, 2. *humides*, 3. *arides*, 4. *pluviales* Klima; 1912a, S. 14; 1916, S. 50).

ges in der Tiefe ansammelt. Im ariden Gebiete kehrt das eingesickerte Wasser infolge der starken Verdunstung grösstenteils wieder zur Oberfläche zurück ¹⁾. Grundwasser fehlt überhaupt, oder es genügt wenigstens nicht, um Dauerflüsse zu speisen. Es können also hier keine Dauerflüsse entspringen. In halbariden Gegenden gibt es periodische Flüsse (Fiumare), in vollariden fehlen auch diese. Da keine Vegetationsdecke den Abfluss hemmt, entstehen aus dem oberirdisch abfliessenden Niederschlag Gerinne, die nach kurzem Laufe und nach jedem Regen versiegen (Regenfluten). Sehr wichtig ist der Einfluss des Klimas auf die Verwitterung. Im humiden Gebiete herrscht die chemische Zersetzung vor; am intensivsten ist diese im feuchten Tropenklima. Wesentlichen Anteil hat im feuchten Klima an der Verwitterung die Vegetation und der unzersetzte Rest davon als Humus. Im ariden Klima herrscht der physikalische Gesteinszerfall, doch fehlt in der Wüste die chemische Verwitterung nicht ganz. Physikalische Verwitterung durch Spaltenfrost haben wir im nivalen Klima (arktische Gebiete, Hochgebirge über der Schneegrenze, Umgebung der Gletscher).

Nach Ramann bedingen arides und humides Klima charakteristische Bodenarten. Im humiden werden die Salze vom Sickerwasser ausgelaugt und nach der Tiefe geführt; im ariden werden sie dagegen durch den aufsteigenden Wasserstrom in Form von Kalk-, Gips- oder Salzkrusten an der Oberfläche angereichert und nur hier vom Regenwasser schwach ausgelaugt. Im humiden Klima kann es zur Anhäufung von Humus und Moorbildung kommen, wodurch, namentlich im extrem humiden, die Lösung des Eisens gesteigert wird; im ariden fehlen Moore und bleibt Eisen ungelöst. Humide, insbesondere extrem humide Böden sind, weil an Salzen ungesättigt, kolloidal aufgequollen, daher plastisch, tonig-bündig; aride sind absorptiv gesättigt, daher nicht plastisch, sondern locker, körnig. Da der vorherrschende Faktor der Umlagerung im nivalen Klima das Eis, im humiden das fliessende Wasser und im ariden daneben der Wind ist, haben diese klimatischen Gegensätze auch eine hervorragende Bedeutung für die Bodengestaltung. jedoch ist zu beachten, dass Gletscher und Flüsse in benachbarte humide oder aride Gegenden übertreten können, also glaziale Bodengestaltung sich nicht mit Firnklima, fluviale nicht mit humidem deckt. Aeolische Abtragung und Aufschüttung andererseits findet nicht nur im ariden Klima, sondern auch an humiden Meeresküsten, in Ueberschwemmungsgebieten von Flüssen und circumglacialen Gebieten statt. Humide, sowie von Flüssen durchströmte aride Gegenden erhalten durch die Erosion eine gleichsinnige Abdachung in den Hauptabflussrichtungen, d. h. alle grösseren Hohlformen eines Flussgebietes hängen untereinander zusammen und münden unmittelbar oder mittelbar in eine einzige, die gleichzeitig die tiefste ist und sich nach dem Meere oder einem abflusslosen Becken öffnet („Tal- oder Erosionslandschaften“). Flusslose Landschaften, die unter der Herrschaft ariden Klimas stehen, bestehen aus vielen einzelnen unterein-

¹⁾ Für Südwestafrika F. Jäger, 1921, S. 290/291.

ander nicht zusammenhängenden Wannen, nach denen die kurzen Gerinne der Umgebung gerichtet sind („Wannenlandschaften“)¹⁾. Nur die Hohlformen kleinerer Gebiete bilden also ein zusammenhängendes System. Die Formen sind im Wüstenklima stärkerem Wechsel unterworfen als im feuchten. Damit hängt zusammen, dass in der humiden Region grössere Abtragungs- und Aufschüttungsgebiete im allgemeinen getrennt sind und, von geringen Schwankungen abgesehen, in ihrer gegenseitigen Lage konstant bleiben, in der ariden dagegen sich Abtragung und Aufschüttung gegenseitig durchdringen und den Schauplatz häufig vertauschen. Auf die grosse Bedeutung der Trockengebiete der Erde für die terrestre Sedimentbildung hat insbesondere J. Walther aufmerksam gemacht, nachdem schon vorher F. von Richthofen die Bedeutung der abflusslosen Centralgebiete für die terrestre Aufschüttung hervorgehoben hatte. Die ariden Gerinne setzen den infolge der fehlenden oder lockeren Vegetation leicht beweglichen Verwitterungsschutt in Bewegung und lagern ihn, da sie durch die Verdunstung und Versickerung rasch an Wassermenge und damit an Transportkraft verlieren, nach kurzem Transporte ab. Aus der humiden oder nivalen Nachbarschaft übertretende Gletscher oder Flüsse erleiden das gleiche Schicksal und lassen ihr Geschiebe in der ariden Region liegen. Besonders mächtige Trockendelta erzeugen aus humiden Gebirgen, die über einem ariden Becken aufsteigen, kommende Flüsse am Fusse dieser Gebirge. Der Wind bläst aus dem gar nicht oder dünn bewachsenen Verwitterungsschutt, Schotter oder Lehm, Staub und Sand aus und lagert sie in der Wüste oder Steppe wieder ab. Da die Bodensalze, von seltenen Ausnahmen abgesehen, nicht in das Meer gelangen, sondern dem Lande erhalten bleiben, so ist auch die Bildung chemischer Sedimente bedeutend, entweder in Form von Oberflächenkrusten oder von Gips-, Salz- oder Kalkabsätzen am Grunde abflussloser Seen. Von der Wüste bemerkt daher J. Walther: „Es gibt kein Klimagebiet, in dem kontinentale Ablagerungen in solcher Mächtigkeit und Ausdehnung entstehen wie in der Wüste“; sie ist „lithogenetisch äquivalent dem Meere“²⁾.

Es eröffnet sich die Aussicht, aus der Beschaffenheit terrestrischer Sedimente früherer geologischer Zeiträume auf das in diesen herrschende Klima zu schliessen, z. B. beim Oberrotliegenden, das als Bildungszeit der Abrasionsfläche zunächst in Betracht kommt. Die Annahme eines Trockenklimas scheint die Beobachtungstatsachen gut zu erklären³⁾. Ein solches wurde auch, nachdem

¹⁾ J. Walther, 1893/1894; A. Penck (Morphologie der Erdoberfläche II 1894, S. 233). Als neuere Schilderungen arider Wannenlandschaften wären u. a. zu nennen die der Wannenamib (Deflationswannen) bei E. Kaiser, 1920, S. 64/65; F. Jäger, 1921, S. 287, oder des abflusslosen Gebietes von Deutsch-Ostafrika (tektonische und vulkanische Wannen) bei F. Jäger, 1912, S. 32, 33; über die Bolsone (tektonische Wannen) als Erosionsbasen und Schuttsammler siehe W. Penck, 1920, S. 13.

²⁾ J. Walther, 1912 a, S. 5 u. 324.

³⁾ Der Kürze halber sei verwiesen auf Strigel, 1914, S. 240 und besonders 1919, S. 122.

J. Walther's Wüstenforschungen dazu angeregt hatten, von mehreren Forschern für das Rotliegende angenommen, von denen neben Walther¹⁾ selbst noch K. A. Weithofer²⁾, E. Wüst³⁾, M. Schmidt⁴⁾, H. L. F. Meyer⁵⁾, F. Meineke⁶⁾ hervorgehoben seien. Zum Teil wurde es sogar als Wüstenklima bezeichnet, wobei dieser Begriff allerdings meist in weiterem Sinne gefasst erscheint als arides, aber nicht völlig regenloses Klima, von J. Walther sogar im Sinne seiner „Urwüste“, die regenreich gewesen sein kann, aber einer zusammenhängenden Pflanzendecke entbehrt haben soll infolge mangelhafter Entwicklung und Anpassung der damaligen Pflanzenwelt⁷⁾. Sehr anschaulich schildert auch Deecke wiederholt in seiner Geologie von Baden das Wüstenklima des Oberrotliegenden und Zechsteins in Süddeutschland, wobei er für das Rotliegende eine Art Halbwüste, für die obere Dyas dagegen eher ein Vollwüstenklima anzunehmen scheint⁸⁾. „Aber“, so bemerkt er, „so unbedingt nötig ist Wüstenklima nicht, da jedes einzelne Moment auch anderswo sich nachweisen lässt.“ Auch A. Penck, der in seinem Vortrag über die Morphologie der Wüsten die Kriterien für die Erkennung arider Zustände in der Vorzeit untersucht, mahnt zur Vorsicht und weist bezüglich der Oberflächenformen, worunter Zeugenberge, der Schuttkegel, der Aufschüttungen von Flugsand und Flußsand, der Sandschliffe darauf hin, dass sich auch im humiden Gebiete Analoga zum ariden finden. Als untrügliche Kennzeichen trockenen Klimas lässt er einzig unter den Oberflächenformen die Bildung der geschlossenen Wannen („Pfannen“) der Flachwüste und von den Sedimenten die Salz- und Gipslager gelten⁹⁾. Es scheint mir dabei nicht unwichtig, ob ein oder mehrere Kennzeichen ariden Klimas vorliegen. Im ersteren Falle ist man nicht immer berechtigt, auf ein solches zu schliessen; dagegen ist die Berechtigung des Schlusses bei einer Häufung der Anzeichen unbestreitbar grösser. Eine kritische Betrachtung über das

Klima des Oberrotliegenden

erweist sich als unerlässlich. Es kommen dafür folgende Punkte in Betracht: 1. Die Grösse der Aufschüttungsfläche und die Mächtigkeit der Sedimente: H. Meyer, ein sehr überzeugter Vertreter der ariden Auffassung des deutschen Perms, scheint daraus allein auf arides Klima zu schliessen: Im humiden Gebiete werden nach ihm alle Zerstörungsprodukte vom Festlande durch die ständigen Flüsse in das Meer geschafft, „das humide Gebiet ist das Abtragungsgebiet des Festlandes“; im ariden Gebiete dagegen, wo ständige Flüsse und eine gleichsinnige Abdachung zum Meere fehlen, können die Zerstörungsprodukte nicht aus dem Lande hinausgeschafft werden: „das aride Gebiet ist das Auflage-

¹⁾ 1912b, S. 76; ²⁾ 1902; ³⁾ 1907; ⁴⁾ 1905; ⁵⁾ u. a. 1912; ⁶⁾ 1911.

⁷⁾ J. Walther, 1908, S. 314; 318.

⁸⁾ Deecke, 1916, S. 162, 166, 202.

⁹⁾ A. Penck, 1910b, S. 138, ff.

rungsgebiet des Festlandes. Terrestrische Sedimente in grösserer Ausdehnung weisen daher zunächst immer auf aride Verhältnisse hin¹⁾. In dieser allgemeinen Fassung sind indess die obigen Sätze nicht genau. Auch in der Wüste und Steppe spielt die Abtragung, selbst die durch fliessendes Wasser, eine sehr grosse Rolle²⁾, andererseits können im feuchten Gebiet, vom glacialen ganz zu schweigen, in grossen Tälern, im Flachlande zu Füßen von Gebirgen und in tektonischen Becken ausgedehnte, mächtige Sedimente abgelagert werden und, geschützt durch tektonische Versenkung oder spätere Ueberlagerung, auch auf längere Dauer erhalten bleiben. Man wird daher auch von dem weiteren Satze: „Terrestrische Sedimente können wir normalerweise in der geologischen Vergangenheit nur aus diesem (d. h. dem ariden) Klimareiche erwarten“, als Kriterium ariden Klimas nur vorsichtigen Gebrauch machen dürfen. Die Bedeutung der centralen Trockengebiete als Sammelbecken von Sedimenten jeder Art wurde schon hervorgehoben. Hier sammeln sich sogar Zerstörungsprodukte feuchter Randgebiete. Hier sind auch vor der Wiederausräumung, wenn auch nicht absolut, so doch relativ am besten geschützt, während aus peripheren Trockengebieten ein Teil der Abtragungsprodukte in das Meer gelangen kann.

Für den Paläogeographen ergibt sich daraus: Grosse Verbreitung und Mächtigkeit terrestrischer Sedimentmassen stellen für sich allein einen wichtigen Hinweis auf trockenes Klima zur Zeit ihrer Ablagerung, aber keinen strengen Beweis dafür dar. Das gilt auch für die Sedimente des Oberrotliegenden.

2. Gegenseitige Lage der Abtragungs- und Aufschüttungsgebiete: Das Oberrotliegende und das Rotliegende überhaupt wurden in einzelnen durch Bergrücken voneinander getrennten Becken abgelagert. Neben vielen kleineren gab es auch grössere binnenländische Sammelbecken wie das sogen. Saar-Saalebecken³⁾. Es steht aber nicht etwa einem grösseren geschlossenen Abtragungsgebiet ein grösseres Gebiet der Aufschüttung gegenüber. In besonderem Masse gilt dies vom Oberrotliegenden, in dem die Aufschüttung die Grenzen der älteren Becken weit überschritten und einen ausserordentlichen Umfang erreicht hatte, sodass die Sedimente schliesslich z. T. ausgedehntere Decken bilden, ähnlich den marinen. Aus den Ablagerungsbecken des Oberrotliegenden erheben sich einzelne Rücken, ohne dass es immer feststeht, ob sie überhaupt noch untereinander zusammenhängen. Es herrscht also kein sogenannter regionaler Gegensatz von Abtragung und Aufschüttung, der mit ziemlicher Sicherheit auf regelmässige Flüsse hinweisen würde, sondern nur ein lokaler, wie er Landschaften ohne solche Flüsse, also Trockengebieten, eigen ist. Ähnliche Ver-

¹⁾ H. Meyer, 1916, S. 198.

²⁾ Vgl. Passarge, 1910, S. 110 u. 117; E. Kaiser, 1920, S. 75/76, auch 73.

³⁾ Siehe die Darstellung der einzelnen Ablagerungsbecken bei Strigel, 1914; Brandes, 1919; Born, 1921.

hältnisse könnte man im feuchten Klima, allenfalls in einem stark abgetragenen Bergland mit weiten, flachen, durch niedere Bergrücken getrennten, fast ganz unter dem Gleichgewichtsprofil liegenden und dabei im Schutt ertrunkenen Wannen und Tälern antreffen. Die Verflachung der Talhänge hätte man sich teilweise soweit vorgeschritten zu denken, dass die Schotterebenen benachbarter Täler miteinander verschmolzen.

3. Die Ablagerungsräume:

H. Meyer schliesst aus der Ablagerung in getrennten Becken und Wannen auf den Mangel einer gleichsinnigen Abdachung zum Meere¹⁾. Wäre ein grosses Ablagerungsbecken mit zugehörigem Sammelgebiet vorhanden, so wie etwa heute am Südabhange der Alpen, so könnte man eine Hauptabfluss- und Transportrichtung angeben; bei dem Fehlen eines regionalen Gegensatzes von Abtragung und Ablagerung ist es unmöglich. Gleiche Richtung hat übrigens die Hauptabdachung in der Flusslandschaft nur in den Hauptadern. Sie braucht auch nicht stetig zu sein, sondern kann sich durch Einschaltung von Depressionen vorübergehend umkehren. Worauf es ankommt, ist, ob die einzelnen Ablagerungsräume miteinander in Verbindung standen oder voneinander isoliert waren, ob eine Tal- oder Wannenlandschaft vorlag. Das letztere scheint Deecke anzunehmen, wenn er z. B. das Rotliegende im Gebiete der Obermurg durch Anhäufung von Schutt „in Rinnen und Löchern“ entstanden sein lässt oder das Rotliegende im allgemeinen als „lochfüllende Schuttmassen“ bezeichnet.

Die Frage ist aber nicht so einfach zu beantworten. Es ist zu bedenken, dass wir von den meisten Ablagerungsräumen die ursprüngliche oder vollständige Umgrenzung gar nicht kennen, daher nicht sicher wissen, ob wirklich allseitig geschlossene Hohlräume oder unter besonderen Bedingungen erhalten gebliebene Stücke grösserer Talrinnen, die untereinander in Verbindung standen, vorliegen. Die eigentlichen Schuttsammler waren gerade im Schwarzwalde langgestreckte, in ihrer Entstehung tektonisch bedingte Mulden variskischer Richtung, die ursprünglich von Flüssen durchströmt gewesen sein könnten. Allseitig geschlossene Becken oder Wannen können ursprünglich von Seen mit Abflussrinnen erfüllt gewesen sein³⁾.

Im Oberkarbon und älteren Rotliegenden, wo das Klima sicher feuchter war, gab es zahlreiche von Stegocephalen, Fischen, Kreb-

¹⁾ H. Meyer, 1915 a, S. 18.

²⁾ Deecke, 1916, S. 162, 165, 187; vgl. dazu auch die Angabe K. Regelmanns, dass das Rotliegende (obere) bei Wildbad „tümpelartig über der unebenen Granitoberfläche entwickelt“ ist (1913, S. 45).

³⁾ Das Oberrotliegende des oberen Murgtales scheint in Erosionsrinnen abgelagert zu sein. In deutlichen Rinnen, den Zuflussrinnen zur mitteldeutschen Sammelmulde, lagert nach Brandes das Oberrotliegende bei Gera und westlich davon. Dagegen soll das Erzgebirgische Becken keine Erosionsform, sondern eine geosynklinal entstandene Hohlform darstellen, ein Seebecken (Brandes, 1919).

sen, Anthracosien, Estherien usw. bevölkerte Seen, die wahrscheinlich nicht abflusslos waren. Vorübergehend verwandelten sie sich in Kohlensümpfe. Auch hatte sich jedenfalls unter der Wirkung des feuchten Klimas eine Tallandschaft entwickelt. Nun ist es ja möglich, dass die Landschaft vor Beginn und während des Oberrotliegenden durch vulkanische Aufschüttungen und tektonische Bewegungen eine weitgehende Umgestaltung erfahren hatte, aber der Charakter der Tallandschaft brauchte dadurch nicht zerstört zu werden. Dass durch die ausgedehnte Transgression des ro benachbarte Ablagerungsgebiete miteinander in Verbindung traten, war sowohl bei einer Tal- wie einer Wannenlandschaft möglich. Wir kennen die Topographie der Auflagerungsfläche des Rotliegenden nicht vollständig genug, um mit Sicherheit angeben zu können, ob eine Wannen- oder Tallandschaft vorhanden war.

4. Die Felsoberfläche der Oberrotliegendzeit.

Sie kann nach der Auflagerungsfläche des Oberrotliegenden beurteilt werden, vielleicht auch noch, wie im südlichen Odenwald, nach der des Zechsteins. Wir haben in Punkt 3 schon Wichtiges, die Ablagerungsräume, vorweggenommen und aus ihnen den Gesamtcharakter der Landschaft abzuleiten versucht. Es bleibt noch übrig, sie da, wo das Oberrotliegende wenig mächtig ist, also wohl auf den ursprünglichen Rücken zwischen den Tälern, näher zu beschreiben. Sie weist da einerseits im Schwarzwald auf Granit und Gneis schon ausgedehnte Ebenheiten auf, woraus zu schliessen ist, dass die Rücken im allgemeinen schon stark abgeflacht waren, zeigt aber auch andererseits im kleinen unruhige, wellige Beschaffenheit, so vielfach im Schwarzwald, Odenwald und anderswo. Es kommen kleinere wannenartige Vertiefungen vor¹⁾. Zu berücksichtigen ist, dass das jüngste ro im Schwarzwald, das dem kristallinen Gebirge mit ebener Fläche aufliegen kann, dem Zechstein äquivalent, die Verebnung der Auflagerungsfläche also erst in der Zechsteinzeit eingetreten sein kann.

K. F u t t e r e r²⁾ beobachtete an Graniten des östlichen Thien-
schan und der Gobi, E. F r a a s³⁾ an solchen der arabischen Wüste
rundliche, wollsackähnliche Verwitterungsformen, ebenso H. C l o o s⁴⁾
am Erongogranit kugelige oder glockenförmige.

Man setzt sich also wohl nicht in Widerspruch zu den Beobachtungen in den heutigen Trockengebieten, wenn man bei der Ent-

¹⁾ Siehe für den Odenwald die Höhenschichtenkarte der permischen Abtragungsfläche sowie die Angaben des Textes bei Strigel, 1912; typisch zeigt den welligen Charakter das Profil der Granitoberfläche unter Zechstein aus Grube Aussicht bei Waldmichelbach i. O., ebenda S. 158; aus der gleichen Grube ist ein Beispiel einer wannenartigen Vertiefung beschrieben. Sehr deutlich zeigt die wellige Oberfläche des Granites unter ro auch das Profil aus Grube Gottfried bei Bockenrod am Morsberg im Odenwald. (Beilage der Erläuterungen z. Bl. Brensbach).

²⁾ 1902, S. 255; 1901, S. 178 u. 192; 1905, 177 u. 189 Abbildung Taf. IX u. S. 338; ³⁾ 1900, S. 587, 660, 607; ⁴⁾ 1911, S. 23.

stehung des unruhigen, schachgewellten Kleinreliefs der Granit-Gneisunterlage unseres Oberrotliegenden ausser an Erosion auch an eine Mitwirkung von Insolation und Wind denkt. Auch die Aushebung kleinerer Wannen durch den Wind ist wohl nicht ausgeschlossen¹⁾. H. Meyer glaubt u. a. aus dem unregelmässigen Relief, das die das Rotliegende unterlagernden Gesteine, z. B. die Granite und Gneise Süddeutschlands, aufweisen, den Mangel eines einheitlichen Flussnetzes zu erkennen²⁾. Aufragungen des kristallinen Gebirges zwischen schutterfüllten Löchern im Schwarzwalde bezeichnet Deecke als Inselberge³⁾. Auch bei den riffartigen Erhebungen des linksrheinischen Grundgebirges, z. B. bei Weissenburg und Albersweiler⁴⁾ kann man an derartige Gebilde denken. Es würde sich bei letzteren um verschüttete, unter dem Abtragungsschutt begrabene Inselberge handeln. Nach Leppla sind aber auch einige solcher alten Riffe in der Pfalz teilweise frei geblieben und ragen „ohne Umhüllung von Oberrotliegendkonglomerat in die darüber folgenden Rötelschiefer und roten tonigen Sandsteine“ hinein, „z. B. die Melaphyre (im älteren Sinne) von Silz und Mönchweiler, die Schiefer und Grauwacken von Burrweiler (St. Annakapelle).“⁵⁾. Aehnlich ist es im Spessart, wie schon Bücking festgestellt hat, wo „einzelne Teile des Grundgebirges insel- und riffartig in das Meer empor“ ragten, „in welchem die Sedimente des Rotliegenden, des Zechsteins und der unteren Abteilung des Buntsandsteins zum Absatz gelangten.“⁶⁾. Mehr Beispiele von Erhebungen dieser Art findet man so ziemlich aus allen Verbreitungsgebieten des deutschen Rotliegenden, in einer früheren Abhandlung von mir beschrieben⁷⁾. Inselberge aus dem Oberrotliegenden von Trautenu in Böhmen, „die lebhaft an die Hügel erinnern, die Fourreau kürzlich aus der Sahara abgebildet hat“, beschreibt Petraschek⁸⁾.

Wenn man sich nun vor zu weit gehenden Folgerungen hüten muss und die Möglichkeit ähnlicher Formen im feuchten Klima nicht ausser Acht lassen darf, vor allem aber auch die naturgemäss unzureichende Kenntnis der Topographie des Oberrotliegenden sich vor Augen hält, so kann man sich trotzdem des Eindrucks nicht erwehren, als ob wir in gewissen Einzelheiten des Bodenreliefs, wie Inselbergen, kleinen Wannen, in der unruhigen, regellosen, anscheinend keinem hydrographischen System gehorchenden Welligkeit des Bodens, so etwas wie einen ariden Formenschatz, vor uns hätten, der der Morphologie einer echten Flusslandschaft mit feuchtem Klima fremdartig ist.

¹⁾ Vgl. die Aushebung von Wannen durch Deflation in der Wannennamib (E. Kaiser, 1920, S. 65).

²⁾ H. Meyer, 1915a, S. 18.

³⁾ Deecke, 1916, S. 162.

⁴⁾ Benecke, 1888, S. IX; Leppla, 1888, S. 43; 1889, S. 32.

⁵⁾ Leppla, 1888, S. 43.

⁶⁾ Bücking, 1892, S. 5 u. 6; siehe das Idealprofil, Fig. 8, S. 155.

⁷⁾ Strigel, 1914; z. B. vom nordsächsischen Rotliegenden. S. 113, 117, 118, 120; oder vom Saar-Nahegebiet (Blatt Losheim), S. 48; u. a.

⁸⁾ Petraschek, 1906, S. 382 (Separatabdr. S. 6).

5. Art der Verwitterung:

Ungeschichtete Breccien und Arkosen, die in der Zusammensetzung mit dem Gestein des Untergrundes übereinstimmen, stellen Gesteinsschutt auf primärer Lagerstätte dar und geben unmittelbar Aufschluss über die Natur der Verwitterung. Besonders wichtig sind neben den Arkosen grobe, aus einem Haufwerk scharfkantiger, durch kein oder nur wenig Bindemittel verbundener Gesteinsscherben bestehende Breccien, wie solche von einer grösseren Anzahl von Stellen beschrieben sind¹⁾. Typisch ist die Porphyrbreccie an der Basis des Oberrotliegenden bei Halle und Wettin, die früher als Blocklava aufgefasst und von Wüst zuerst als durch mechanischen Gesteinszerfall entstandener Verwitterungsschutt des unterlagernden Porphyrs gedeutet wurde²⁾. Ueber interessante Insolationswirkungen an Geröllen des Oberrotliegenden östlich des Harzes berichtet F. Meineke³⁾. H. Meyer gibt an, bei zahlreichen Begehungen an der Grenze des Grundgebirges zum Perm nie chemische Zersetzung, sondern nur mechanische „Auflockerungen, die als aride zu erklären sind“, beobachtet zu haben⁴⁾, wobei er neben jüngerem Perm wohl auch Oberrotliegendes im Auge hat.

Eine eigentümliche Rotfärbung des Gesteins beobachtet man an der Oberfläche des Ostthüringischen Schiefergebirges längs gewisser Zonen⁵⁾, auch im Thüringerwalde an der Oberfläche des Grundgebirges in der Nähe des Rotliegenden oder an der Basis des Zechsteins⁶⁾, ferner in Westfalen eine Rötung der obersten Schichten des Karbons unter dem Zechstein⁷⁾. Auch bei Frankenberg am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges zeigen im Anschlusse an die Verbreitung des Zechsteins präpermische Gesteine nach Möhring eine intensive Rotfärbung, die H. Meyer auf die Zechsteinzeit zurückführen möchte, während weiter nördlich in Waldeck die Rötung des Liegenden des Zechsteins (Devon oder Kulm) nach Angabe Möhrings gar nicht oder nur sehr schwach entwickelt ist⁸⁾. Im südöstlichen Schiefergebirge des Harzes sind gleichfalls die altpaläozoischen Gesteine der Oberfläche auffallend rot und violett gefärbt⁹⁾. Endlich ist auch im Döhlener Becken eine gelegentliche starke Rötung des Untergrundes des Rotliegenden beobachtet¹⁰⁾. Die Rötung

¹⁾ u. a. bei Freudenstadt i. Schw. M. Schmidt u. K. Rau, 1910, S. 14, siehe auch Strigel, 1914, S. 220 ff.

²⁾ E. Wüst, 1907, S. 87. Nach Weiss und Grebe gibt es auch im Saar-Nahegebiet zu den Waderner Schichten gehörige Melaphyrbreccien „bei denen ein Zweifel besteht, ob sie zu den Eruptiv- oder Sedimentbildungen zu rechnen sind“ (1889, S. 24). Es ist zu vermuten, daß auch hier eine Wirkung der mechanischen Verwitterung vorliegt.

³⁾ F. Meineke, 1911, S. 256 u. 258.

⁴⁾ H. Meyer, 1916, S. 244.

⁵⁾ K. Th. Liebe, 1884, S. 128; E. Zimmermann, 1909 u. 1915, S. 165; J. Walther, 1903, S. 44.

⁶⁾ E. Zimmermann, Erläuterg. z. Bl. Wutha (Eisenach-Ost), S. 18 u. 35.

⁷⁾ P. Krusch, 1909, S. 230 ff.

⁸⁾ Möhring, 1909, S. 9; H. Meyer, 1910, S. 397.

⁹⁾ Lepsius, Geologie v. Deutschland II, 1910, S. 378.

¹⁰⁾ K. Pietzsch, 1913, S. 600.

kann längs der Klüfte in grössere Tiefe reichen (am Harz bis zu Tiefen von 20—30 m, siehe Lepsius a. a. O., auf Blatt Wutha vielleicht über 50 m, vgl. Erl. S. 35; b. Saalfeld über 100 m nach H. Meyer 1920, 20). Ein Unterschied zeigt sich zwischen Westfalen und Thüringen darin, dass dort die Rötung bis unmittelbar an den Zechstein heranreicht, hier dagegen stets die oberste Zone unter dem Zechstein entfärbt ist. Die Rötung ist von Walther und Krusch als lateritische Roterdebildung an der karbonisch-permischen Erdoberfläche gedeutet worden, woraus sich ein Anhalt für das Klima des Karbons bzw. Perms ergeben würde. Zimmermann erhebt aber gegen diese Deutung Einspruch. Der gewichtigste der von ihm ins Treffen geführten Gegengründe ist der, dass mit der lateritischen Rotfärbung auch eine Zersetzung des Untergrundes verbunden sein müsste, während in Thüringen das gerötete Gestein völlig frisch ist¹⁾. Die Rotfärbung ist nach ihm zwar eine sekundäre, aber an die karbonisch-permische Erdoberfläche gebundene Erscheinung, deren Entstehung bis jetzt nicht erklärt ist, aber sie ist keine Verwitterung. Er äussert die Vermutung, dass diese Rötung eine „mehr oder minder mechanische Einschwemmung von rotem Farbstoff aus dem Rotliegenden heraus in dessen Unterlage“ sei²⁾.

Rötung des Gneises unter dem Rotliegenden ist übrigens auch im Schwarzwald von Schnarrenberger beobachtet „in der Umgebung von St. Peter und auf der hohen Steige“, wo „über stark zersetztem und von Eisenoxyd rot durchtränktem Gneis grober, brennend roter, lockerer Gesteinsschutt“ liegt. Hier ist also mit der Rötung starke Zersetzung verbunden³⁾.

Eluvialer Gesteinsschutt (autochthon nach André) ist nur in verhältnismässig geringen Resten bekannt. Die die Hauptmasse des Oberrotliegenden ausmachenden Breccien, Konglomerate und Arkosen sind geschichtet, wenn auch oft nur unvollkommen, und nicht einheitlich zusammengesetzt, und ihre Komponenten sind meist schwach verrundet. Sie sind also Gesteinsschutt auf sekundärer Lagerstätte (allochthon nach André). Aus ihrer Beschaffenheit auf die Art der Verwitterung zu schliessen, ist wesentlich schwieriger. Breccien und Konglomerate sind ausserordentlich häufig. Es fragt sich, ob sie durch Mischung vorwiegend groben Gesteinsschuttes verschiedenen Ursprungs entstanden oder aus dem Verwitterungslehm verschiedener Gesteine mit vereinzelt grösseren unzersetzten Gesteinsbruchstücken hervorgegangen sind, indem die feineren Teile beim Transport herausgeschlämmt wurden, die gröberen zurückblieben und sich anreichten. Auch bei den geschichteten Arkosen ist zu überlegen, ob sie über eine kurze Strecke verschleppten groben Verwitterungsgrus kristalliner Gesteine oder den Schlämmungsrückstand eines Verwitterungslehmes mit einzelnen Quarzen und unzersetzten Feldspäten darstellen. Gegen die zweite Annahme sprechen u. a. folgende Gründe:

¹⁾ Zimmermann, 1909, S. 151 u. 1915, S. 165; siehe auch E. Blanck, 1913, S. 625.

²⁾ 1915, S. 172; ähnlich Lepsius für den Harz, a. a. O. S. 379.

³⁾ Schnarrenberger, 1906, S. 16.

a) die schlechte Rundung nicht nur der grösseren Geschiebe, sondern auch der Quarze und Feldspäte der Arkosen beweist, dass auch verhältnismässig kleine Bruchstücke schon nach kurzem Transporte zur Ruhe kamen; b) die vorwiegend grobschüttige Ausbildung des Oberrotliegenden erstreckt sich weit über die Grenzen Deutschlands hinaus. Der grossen Menge der groben Trümmer müsste eine ungeheure Menge feinerer Sedimente entsprechen. Feinere Sedimente, wie Sandstein und Schiefertone, fehlen nun zwar im Oberrotliegenden, namentlich im oberen Teile, nicht, sind aber bei weitem nicht in der adäquaten Menge vorhanden; c) die vielfach undeutliche Schichtung, d. h. die unvollständige Trennung schwerer und leichter, grober und feiner Teile beweist, dass nur eine mangelhafte Schlämmung stattgefunden hat; d) tatsächlich enthält der recente Verwitterungslehm kristalliner Gesteine feuchter Gegenden im allgemeinen wenig frische Feldspäte und noch weniger enthalten die daraus entstehenden Sedimente; die normalen Schlammungsprodukte sind daher andere: Kies, Quarzsand, Glimmerton, Ton¹⁾. Es lässt sich also auch aus dem Gesteinsschutt auf sekundärer Lagerstätte noch erkennen, dass der Gesteinsschutt auf primärer Lagerstätte vorwiegend grob war. Daraus aber können wir wieder auf das Vorwalten der physikalischen Verwitterung schliessen, da er bei der chemischen und organischen, wenigstens zum grössten Teile, zerfallen wäre. Aus der Menge frischer Feldspäte in den Arkosengesteinen²⁾ können wir nicht nur auf Kürze des Transportes, sondern auch unmittelbar auf das Zurücktreten der chemischen und organischen Verwitterung im Rotliegenden, namentlich im oberen, schliessen. Wenn aber der Gesteinszerfall vorwiegend physikalisch war, so kann keine geschlossene Pflanzendecke vorhanden gewesen sein. Nun sind allerdings Verwitterungsböden mit physikalischem Gesteinszerfall nicht auf das Trockenklima beschränkt, sondern finden sich auch im nivalen in den Spaltenfrostböden der Polargegenden und des Hochgebirges³⁾. Andererseits spielt in Wüsten und Steppen die chemische Zersetzung, z. B. durch Tau und Bodensalze, an der Oberfläche eine nicht zu unterschätzende Rolle, wenn auch die physikalische Verwitterung überwiegt⁴⁾. Ein Hochgebirge war im Oberrotliegenden, wie schon oben angeführt wurde, in unserer Gegend nicht mehr vorhanden. Es könnte dann aber immer noch polares Klima in Frage kommen. Aus der vorherrschend physikalischen Natur der Verwitterung allein dürfen wir also nicht auf Trockenheit des Klimas schliessen.

¹⁾ vergl. Salomon, 1915.

²⁾ Wenn auch heute der Feldspat vielfach zu Kaolin verwittert ist, so lagerte er sich ursprünglich jedenfalls doch in frischem Zustande ab und wurde erst nachträglich zersetzt. Siehe Weithofer, 1902, S. 414.

³⁾ Ramann, 1911, S. 529.

⁴⁾ z. B. in der algerischen Sahara, (Passarge, 1910, S. 114); oder in der Namib nach E. Kaiser, 1920, S. 64, 65, 66 (Kleinformen der chemischen Verwitterung der Wüste); S. 70: chemische Verwitterung, aber auch starko Insolation.

Die Menge grobschüttiger Sedimente zeigt, dass der Gesteinszerfall früh durch Abspülung unterbrochen wurde, was auch seinerseits auf den Mangel einer zusammenhängenden Vegetationsdecke hinweist. J. Walther¹⁾ und K. A. Weithofer²⁾ sehen in den Arkosen echte Wüstenbildungen. W. Salomon betrachtet Arkosen als „Grusmassen feldspat- und quarzführender Erstarrungsgesteine, bei denen eine Sonderung der einzelnen Mineralien nicht erfolgt ist, weil die Dauer ihres Transportes nicht gross genug war“, ohne die Entstehung solcher Grusmassen ausdrücklich auf ein bestimmtes Klimareich zu beschränken³⁾. H. Meyer meint, dass sich Arkosen aus dem durch die Verwitterung in regenarmen Gebieten entstandenen Granitgrus bilden. Schreitet der Zerfall weiter fort bis zu Sand oder Pulver, so entstehen daraus Letten⁴⁾. Nach W. Deecke sind manche Arkosen des Rotliegenden nichts als Verwitterungsgrus der benachbarten Granite, wie er heute im Schwarzwald entsteht und zusammengeschwemmt wird (Forbach, Bärenthal bei Titisee)⁵⁾, ist also ihre Entstehung auch unter dem heutigen feuchten Klima möglich. W. v. Lozinski behauptet, dass die Arkosen des Rotliegenden nur in kaltem Klima, nicht in der Wüste entstanden sein können⁶⁾, unter Berufung auf Beobachtungen Futterers im östl. Tianschan und Peschan und E. Fraas' in der arabischen Wüste⁷⁾. Auch in der Wüste seien die kristallinen Gesteine der chemischen Verwitterung unterworfen. Im Anschluss an J. Walthers Auffassung, dass der Wüstensand Nordafrikas aus dem Verwitterungsgrus kristalliner Gesteine durch selektive Deflation hervorgehe⁸⁾, behauptet er, dass in der Wüste „aus der Verwitterung von Granit und kristallinischen Gesteinen ein reiner Quarzsand“ hervorgehe. Dagegen sei anzunehmen, „dass im Klima der höheren Breiten der Feldspat am besten vor der Zersetzung geschützt ist“. Als Beweis soll die Konservierung der eisgeschliffenen und geschrämmten Oberfläche im kristallinen Grundgebirge des Nordens dienen. Aus dem Diluvium führt er als arkoseartige Bildung die Spatsande des norddeutschen Quartärs an, „die im eiszeitlichen, an die subarktischen Regionen anklingenden Klima entstanden sind.“ Der Behauptung v. Lozinskis über die Verwitterung kristalliner Gesteine in der Wüste stehen die Beobachtungen J. Walthers entgegen, dass durch Zerbröckelung der Granite und Gneise in der Wüste Arkose entsteht⁹⁾.

1) 1912a, S. 324; 2) 1902, S. 416.

3) W. Salomon, 1915.

4) H. Meyer, 1916, S. 201.

5) Deecke, 1916, S. 166.

6) W. v. Lozinsky, 1912, S. 214.

7) Futterer, 1902, S. 25 u. 254; E. Fraas, 1900.

8) J. Walther, 1912, S. 255.

9) J. Walther, 1912a, S. 139: Was übrigens die Untersuchungen Futterers betrifft, so macht sich v. Lozinski meiner Ansicht nach einer Missdeutung und unzulässigen Verallgemeinerung einer Einzelbeobachtung schuldig. Die von Futterer ausführlich beschriebene Probe von Granitgrus (1905, S. 339) ist allerdings stark mit Ton und Lehm durchsetzt. Futterer gibt aber selbst an, dass diese von einsickerndem Wasser abgesetzt sind, also sind sie gar nicht in situ durch chemische Verwitterung

Aus einzelnen Beispielen chemischer Verwitterung die Unmöglichkeit der Arkosebildung in der Wüste abzuleiten, geht offenbar zu weit. Passarge¹⁾ ist übrigens im Gegensatz zu Walther der Ansicht, dass der Wüstensand überhaupt nicht aus kristallinen Gesteinen hervorgehe, sondern aus verwitterten Sandsteinen stamme. Eine andere Frage ist, ob die Entstehung der Arkose auf regenarme Gebiete beschränkt ist. Auch im feuchten Klima kann das erste Zerfallprodukt von Quarz-Feldspatgesteinen noch reichlich Feldspäte führen und daraus, wenn die Verwitterung etwa durch vorzeitige Abspülung unterbrochen wird, durch Schlämmung ein arkoseartiges Sediment entstehen. Die Regel wird zwar sein, dass die Zersetzung bis zur Bildung eines sandigen Lehmes fortschreitet. Dass Arkosen in vegetationsfreien Teilen der Hochgebirge und arktischer Gegenden sowohl als Verwitterungsgrus wie als Sediment grössere Bedeutung als im feuchten Klima erlangen können, ist anzunehmen.

Für die Zeit des Rotliegenden muss man aus der weiten Verbreitung und Mächtigkeit der Arkosen entnehmen, dass durchweg entweder der Verwitterungsgrus vor der völligen Zersetzung fortgeführt oder überhaupt nicht weiter zersetzt wurde. Beides lässt auf den Mangel einer geschlossenen Pflanzendecke schliessen²⁾. Auf Grund der dargelegten klimatischen Bildungsbedingungen der Arkose wird man aber neben derjenigen in regenarmen auch die Möglichkeit der Entstehung in kalten Gegenden nicht von vornherein ausschliessen dürfen. Die ausserordentliche Häufigkeit der Arkose im Rotliegenden ist natürlich auch durch das Vorherrschen Quarz-Feldspatführender Erstarrungsgesteine bzw. kristalliner Schiefer in den damaligen Abtragungsgebieten mitbedingt.

entstanden. Dass aller Granitgrus eine vorwiegend lehmige Masse darstelle, davon ist bei Futterer nicht die Rede. Chemische Zersetzung des Granites hat er in der Wüste allerdings häufig beobachtet, aber nur solche durch den vom Winde angewehten kalkreichen Lößstaub. „Die übrige Zersetzung des Granites ist lediglich eine mechanische Auflockerung des Gefüges der Gemengteile, aus welcher der Grus hervorgeht; die stauartigen Teile desselben kommen vom Winde“ 1905, S. 186. Der Lehm und Ton der oben besprochenen Probe ist vielleicht auch ursprünglich äolischer Staub. Dass auch aus mit Lehm durchsetzten Granitgrus durch geringe Schlämmung Arkose entstehen kann, sei nebenbei bemerkt. Futterer berichtet wiederholt von Wanderungen über grosse Schuttfächen am Fusse von Granitbergen, die ganz aus Granitgrus und eckigen Granitbrocken bestanden. (1901, S. 186, 192; 1905, S. 189). Auch die Schilderungen von E. Fraas aus der arabischen Wüste lassen die hervorragende Bedeutung des mechanischen Gesteinszerfalles (Granitgrus) erkennen. (1900, S. 587, 613). Wenn er dabei zersetzten Feldsprat beobachtete, so beweist dies nur, dass in der Wüste die chemische Zersetzung nicht ganz fehlt, aber keineswegs, dass sie vor dem physikalischen Zerfall vorherrscht. Vgl. auch die Intensität des mechanischen Gesteinszerfalls unter der Wirkung der Insolation in der Puna de Atacama (W. Penck, 1920, S. 9 u. 287).

¹⁾ Passarge, 1910, S. 117.

²⁾ Es sei hier auch auf die eigentümliche Tatsache hingewiesen, dass in den flözleeren oder -armen Schichten des Oberkarbons Feldspatsandsteine häufig sind, während in den flözführenden der Feldspat in den Sandsteinen fehlt oder zurücktritt, vergl. R. Nasse. Die Steinkohlenflöze in Lothringen, S. 24; Anhang z. Bl. Saarbrücken 1892; van Werveke, 1906, S. 88.

Wir hatten bei diesen Darlegungen terrestrische Arkosen im Auge; marine können natürlich von klimatischen Bedingungen unabhängig sein.

Lässt die intensive rote Farbe des Oberrotliegenden einen Schluss auf die Art der Verwitterung und das Klima zu? Ich habe sie früher als Zeugnis eines Trockenklimas bezeichnet¹⁾. Ich glaube aber, dass dieses Urteil einer Nachprüfung bedarf. Primäre Rotfärbung von Sedimenten kann entstehen a) durch Abtragung roter Gesteine unter Erhaltung der roten Farbe bei Verwitterung, Abspülung und Sedimentation; b) durch Abspülung roter Verwitterungserde ursprünglich andersfarbiger Gesteine, die wieder der herrschenden oder auch einer verfloßenen Verwitterungsperiode angehören, aus demselben Klimareiche stammen oder aus einem benachbarten eingeschwemmt sein kann; c) durch besondere Bedingungen bei oder unmittelbar nach der Sedimentation. Abtragung roter Gesteine, Einschwemmung von Verwitterungsschutt aus entfernten Gebieten dürfte beim Oberrotliegenden keine Rolle spielen. Wenn die rote Farbe primär und nicht erst bei der Sedimentierung entstanden wäre, so müsste sie also aus dem roten Verwitterungsschutt der näheren Umgebung stammen. Als Entstehungszeit der roten Verwitterungsmassen kommt neben dem oberen auch das ältere Rotliegende in Betracht, wobei aber das Klima des oberen die Erhaltung der roten Farbe hätte ermöglichen müssen. Nun sind allerdings die Meinungen darüber geteilt, ob die roten Verwitterungserden der heutigen Erdoberfläche, Laterit und Roterde, einem regenreichen oder regenarmen Klima ihren Ursprung verdanken.

J. Walther führt die rote Färbung der Gesteine des Rotliegenden auf lateritische Verwitterung zurück. Das Unterperm soll eine Laterisierungsperiode darstellen, und deren Produkte, Laterite und Roterden, sollen bei einem darauffolgenden ariden Klima (Zechstein, Trias) als rote Letten und rote Sandsteine erhalten geblieben sein. Diese wären also Laterit auf sekundärer Lagerstätte²⁾. Den Laterit denkt er sich in einem Klima entstanden, bei dem „kurze, aber sehr niederschlagsreiche Perioden mit sehr starken Trockenzeiten abwechselten, wobei alle im Boden entstandenen Lösungen durch Verdunstung nach oben befördert und hier ausgefällt wurden“³⁾. Diese Bedingungen sollen annähernd erfüllt sein im Nordterritorium von West-Australien, das eine jährliche Regenmenge von 150 cm und mittlere Jahreswärme von 27° C. aufweist, und wo auf eine kurze Regenzeit eine lange Trockenheit folgt⁴⁾. Sie wären überhaupt in der von Walther so genannten pluvioariden Steppe, dem Grenzgebiet des Trockenwürtels und des feuchten Tropengebietes, vorhanden⁵⁾. Daraus würde sich für das Rotliegende Entstehung in tropisch-semiaridem Klima ergeben. Laterit

¹⁾ Strigel, 1914, S. 239.

²⁾ J. Walther, 1915, S. 113; 1916, S. 53; über angebl. Laterit auf primärer Lagerstätte siehe oben S. 67.

³⁾ J. Walther, 1915, S. 130 u. 131.

⁴⁾ J. Walther, 1916, S. 1 ff.; S. 53.

⁵⁾ J. Walther, 1912, S. 303.

und Terra rossa werden z. T. aber auch als Bildungen eines feuchten Klimas betrachtet, so von v. Richthofen, Glinka u. a.¹⁾, und zwar vom ersteren als solche des feucht-heissen, also der regenreichen Tropen²⁾. Als wesentliche Bedingung seiner Entstehung gilt dabei neben der grossen Feuchtigkeit die Zerstörung des Humus durch die hohe Temperatur³⁾.

Gegen die Walther'sche Annahme einer Lateritbildung im Rotliegenden muss man indess einwenden, dass mit einer solchen intensive chemische Zersetzung hätte verbunden sein müssen, während im Oberrotliegenden die Verwitterung vorherrschend physikalisch war. Auch im älteren Rotliegenden kann keine solche stattgefunden haben, da sich sonst nicht so zahlreiche unzersetzte Feldspäte hätten erhalten können⁴⁾. Auch ist Blanck nicht damit einverstanden, dass Walther Laterit, Ferretto, Roterde, Terra rossa für identisch oder äquivalent erklärt⁵⁾.

Da aber, wenn nicht Laterit, dann doch eine Roterdebildung vorliegen kann, so geben vielleicht die Entstehungsbedingungen der Roterden Aufschluss über das Klima des Rotliegenden. Von der Auffassung der Terra rossa als einer feuchten Bildung war schon die Rede. Auch R. Lang und E. Blanck weisen die Roterden dem humiden Klimareich zu. R. Lang lässt Roterden und Laterit unter gemässigt humidem Klima entstehen, und zwar die Roterden in Ländern mit höheren Durchschnittswärmen und Laterit, insbesondere in den Savannengebieten der Tropen⁶⁾. Nach E. Blanck ist für rotgefärbte Böden Entstehung unter feuchtem Klima anzunehmen, „soweit sie nicht durch Abkunft von eisenreichen Gesteinen ihre Färbung erhalten haben.“⁷⁾. Die Muttergesteine der Verwitterungserden aus dem Rotliegenden waren nun allerdings eisenreich. Genauer kennzeichnet Blanck das für Roterdebildung günstige Klima als Wechsel von aridem und humidem Klima, wobei aber die humiden Bedingungen für das Zustandekommen der Roterde überwiegen⁷⁾. Mir persönlich scheint das Vorkommen roter Verwitterungserden beiderseits des nördlichen Trockengürtels der Erde für die Annahme Langs und Blancks von der Entstehung unter mässig feuchtem Klima bzw. einem Wechsel von Regen- und Trockenzeiten wichtig. Vielleicht dürften aber auch schon die Regenmengen der permischen Halbwüste die Bildung roter Verwitterungserde, namentlich aus eisenreichem Gestein, ermöglicht haben.

Wenn die rote Verwitterungserde aus dem älteren Rotliegenden stammen würde, so würde sie für das Klima des Oberrotliegenden

¹⁾ Siehe H. Stremmc, 1914, S. 491.

²⁾ Passarge, 1904a, S. 645/646.

³⁾ Meigen, 1911, S. 197; E. Blanck, 1913, S. 621; G. Wiegner, 1918, S. 57, 58.

⁴⁾ Vgl. H. Meyer, 1916, S. 246; M. Bauer (1907) fand bei Untersuchung eines Granites von Madagaskar mit lateritischer Verwitterungsrinde, dass in letzterer der Feldspat so vollständig zersetzt war, dass sich selbst unter dem Mikroskop keine Spur mehr davon erkennen liess.

⁵⁾ Blanck, 1917a, S. 233.

⁶⁾ R. Lang, 1915, S. 263.

⁷⁾ E. Blanck, 1913, S. 623 u. 1917b, S. 83.

nur insofern in Betracht kommen, als sie durch dieses nicht zerstört wurde. Auffallend wäre aber dann immerhin, dass beim älteren Rotliegenden die rote Farbe im allgemeinen weniger lebhaft ist und auch graue Farben vorkommen.

Lebhaftes Rötung von Sedimenten nach deren Niederschlag beobachtete K a t z e r an dem eisenhydroxydreichen Schlamm, der von den Flüssen der Amazonasniederung in der Regenzeit abgesetzt wird, und zwar nach dem Sinken des Wasserstandes während der darauf folgenden Trockenzeit infolge Entwässerung des Hydroxyds. Die Entwässerung des Eisenhydrates schreibt er dem Zusammenwirken „der Luftfeuchtigkeit, der Wärme und des intensiven Lichtes der direkten Sonnenstrahlung“ zu; ja er glaubt, dass diese Entwässerung sogar unter Wasser möglich sei, namentlich in den Tropen.¹⁾ Die starke Erwärmung und Austrocknung während einer heißen trockenen Jahreszeit ist jedenfalls auch für das Zustandekommen der Rotfärbung bei den roten Verwitterungserden (Roterden) wesentliche Bedingung, indem dabei das Eisenoxydhydratgel an Wasser verliert und in eine intensiv rote wasserärmere Modifikation verwandelt wird (nach Bornemann). Daraus erklärt sich ihr Vorkommen im semiariden Klima. D e e c k e s Ansicht, dass die rote Farbe „als das Zeichen intensiver Oxydation und zwar unter Mitwirkung der Feuchtigkeit“ zu beachten sei (1916, S. 266), dürfte kaum richtig sein. Auch die unmittelbare Einwirkung von Salz möchte ich ablehnen, da die Sedimente des Oberrotliegenden wohl kaum allgemein in Salzwasser zum Absatz gekommen sein dürften²⁾. Könnte die rote Farbe nicht auch sekundär entstanden sein, indem das Brauneisen nachträglich (diagenetisch) nach Ueberlagerung durch jüngere Gesteine teilweise entwässert wurde?³⁾ H. M e y e r hält dies bei paläozoischen und mesozoischen Gesteinen nicht für unwahrscheinlich. Warum ist aber dann die Rötung an bestimmte Formationen oder Schichten geknüpft? M e y e r erklärt es daraus, dass diese unter ariden Bedingungen entstanden und daher ursprünglich Brauneisen in Form vieler bräunlicher Limonitkörner enthielten,⁴⁾ während bei humiden Sedimenten das Eisen viel häufiger ausgelaugt oder nur in geringen Mengen vorhanden sei. Das Brauneisen soll dann bei geringer Ueberlagerung durch jüngere Gesteine unter dem Einflusse zirkulierender Gewässer in Bewegung geraten, fein verteilt und später entwässert worden sein⁵⁾. Mittelbar ergäbe sich also auch aus der sekundären Rotfärbung aride Entstehung. Die Erklärung übersieht nur einerseits, dass sehr geringe Mengen von Eisen, wenn sie nur fein genug verteilt sind, starke Rot-

¹⁾ Katzer, 1899, S. 180.

²⁾ Anmerkung: Vergleiche die Beobachtung von Bergeat über Rotfärbung von Vesuvlava am Strande von Neapel bei Benetzung mit Salzwasser und nachfolgender Eintrocknung und Insolation

Andrée, 1913, S. 187.

³⁾ Vergl. W. Spring, 1899.

⁴⁾ Siehe dazu E. Blanck (nach Hilgard), 1917b, S. 84.

⁵⁾ H. Meyer, 1916, S. 211/12.

färbung bewirken können, und andererseits, dass gerade humide Böden im allgemeinen eisenreicher als aride sind. Natürlich würde der Umstand, dass die Umwandlung nur in bestimmten Schichten vor sich gegangen sein sollte, auf besondere primäre Eigenschaften dieser Schichten schliessen lassen, die uns aber nicht näher bekannt sind. Diese Schwierigkeit scheint mir nicht gerade zu Gunsten der sekundären Entstehung der roten Farbe ins Gewicht zu fallen.

E. Haug behauptet für den Zechstein, dass die chemischen Absätze, die ausserordentliche Trockenheit voraussetzen, überall, nicht nur in Deutschland, sondern auch im östlichen Russland, in den Südalpen und in den Vereinigten Staaten von roten Tonen und Sandsteinen begleitet seien¹⁾. Eine solche Paragenesis würde, da unmittelbare salinische Einwirkung doch kaum bei allen Gesteinen in Frage kommt, darauf hinweisen, dass die rote Farbe primär durch heisses und trockenes Klima mitbedingt ist.

Das Ergebnis lässt sich dahin zusammenfassen, dass sich aus der roten Farbe des Oberrotliegenden kein völlig sicherer Schluss auf das Klima ziehen lässt, 1. weil wir nicht sicher wissen, ob sie primär ist; 2. weil sie auch aus der Verwitterung einer verfloßenen Periode stammen kann; 3. weil unsere Kenntnis der klimatischen Entstehungsbedingungen roter Verwitterungserden und der Rotfärbung von Sedimenten noch nicht genügend gesichert erscheint. Immerhin halte ich primäre Entstehung im Oberrotliegenden für wahrscheinlich und glaube, dass diese auf ein Klima mit wechselnden Regen- und Trockenzeiten hinweist; und zwar hat dabei eine heisse trockene Jahreszeit grosse Wahrscheinlichkeit für sich. Die Entstehung der Oberrotliegend-Sedimente in periodisch trockenem Klima, die sich aus anderen Gründen ergibt, scheint mir dadurch bestätigt zu werden.

6. Sedimentation:

Das in Punkt 1—3 über Sedimentationsverhältnisse bereits Vorweggenommene ist noch zu ergänzen. Wir haben es fast nur mit mechanischen Sedimenten zu tun. Von den Breccien und Arkosen, die örtlichen Charakter haben und entweder gar nicht oder kaum von Ort und Stelle bewegten Gehängeschutt darstellen, war schon die Rede (S. 66). Der Gesteinsschutt kann, sofern er überhaupt eine Ortsveränderung erlitt, in trockenem Zustande unter der Wirkung der Schwere an geneigtem Hange abgeglitten sein oder in durchfeuchtetem als Gesteinsbrei. Man denkt hier an die mächtigen Schutthalden, wie sie Futterer aus den Gebirgswüsten Centralasiens schildert²⁾ oder an die trockenen Schuttströme der Puña von Atacama, welche letztere allerdings nur Gebieten extremer Trockenheit eigen sind³⁾.

Sehr wichtig sind solche Bildungen als Beweis der terrestrischen Entstehung der Oberrotliegend-Sedimente. Es fragt sich, ob sie einen Schluss auf das Klima zulassen. Aus der blossen Tatsache,

¹⁾ *Traité de Geol.* II, S. 827.

²⁾ Futterer, 1902, S. 252, 1901 u. 1905.

³⁾ W. Penck, 1920, 240.

dass Gehängeschutt als Sediment auftritt, kann man wohl kaum auf trockenes Klima schliessen, da dies auch im feuchten vorkommt. In grossem Masstab findet sich die Erscheinung heute allerdings nur im vegetationsfreien Gürtel der Hochgebirge, im circumglacialen und ariden Gebiete, im Perm aber, wo vielleicht die Vegetation noch nicht so ausgebreitet war wie heute, möglicherweise auch im humiden. Es folgt daher aus der Mächtigkeit derartiger Vorkommen wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass eine zusammenhängende Pflanzendecke gefehlt hat, aber keine schärfere Bestimmung des Klimacharakters. Die gleiche Schlussfolgerung ergab sich oben aus der Beschaffenheit des Gesteinsschuttes, der einen Einblick in die Art der Verwitterung gewährte.

Es kommen weiter die Sedimente in Betracht, die durch Andeutung von Schichtung, Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung und Rundung der Gemengteile zeigen, dass sie einen relativ längeren Weg zurückgelegt haben und zwar nicht nur unter der Wirkung der eigenen Schwere, sondern eines transportierenden Agens. Als solches kommt bei den gröberen nur das Wasser in Betracht. Von den Eigenschaften dieser Sedimente sind hervorzuheben die örtliche Ausbildung, d. h. die Zusammensetzung aus den Trümmern von Gesteinen der Umgebung des Ablagerungsortes, der vorwiegend grobschüttige Charakter, die unvollkommene Rundung und mangelhafte Schlichtung der Bruchstücke, endlich die schwankende Mächtigkeit. Wir lassen zunächst den früher mitgeteilten noch einige weitere Beschreibungen von teils auf primärem, teils auf sekundärem Lager befindlichen Gesteinsschutt aus der Literatur folgen¹⁾.

Die Porphyragglomerate des Oberrotliegenden von Blatt Gengenbach im Schwarzwalde sind nach A. Sauer oft schwer von zerrüttetem Ausgehenden des anstehenden Porphyrs zu unterscheiden; es gilt dies besonders für die Agglomerate am Nordrande des Moos auf der Strecke vom Spähneplatz bis zum Hengstbachtal. Sie stellen „Bildungen beschränkter Herkunft“ dar; so setzen sie sich im Bereiche des Brandecker Porphyrs fast durchweg nur aus solchen zusammen („roß“ der Karte), am Rande der Moos auf iludal gestreiftem Mooswaldporphyr („rop“ der Karte). Nur in gewissen Strichen hat eine Vermischung stattgefunden²⁾. Deecke stellt fest, dass beim oberen Rotliegenden auf dem östlichen Nachbarblatt Peterstal die Porphyragglomerate mit der Entfernung von den grossen Porphyrdecken von Blatt Gengenbach abnehmen, nur noch lokal auftreten und sonst durch Granit- oder Gneisschutt ersetzt sind³⁾. Lokale Schuttkegelbildungen sind auch die Porphyrbreccien von Baden-Baden.

¹⁾ Die Aufzählung erhebt keinerlei Anspruch darauf, erschöpfend zu sein, sondern will nur eine Auswahl typischer Beispiele geben, die aber sicher durch zahlreiche andere bereichert werden könnte.

²⁾ A. Sauer, 1894, S. 55; siehe hier auch über Konglomerate des unteren Rotliegenden lokalen Ursprungs.

³⁾ 1916, S. 186; schon Eck hob das Auftreten der Porphyragglomerate in der Umgebung der Deckenporphyre hervor (1887, S. 337).

Der Granit-Gneiss-Grus der Arkosen stellt auf kurze Strecke verschwemmten, unweit des Ursprungs abgesetzten Verwitterungsschutt dar.

Bei Wildbad führt das Oberrotliegende nach K. Regelman n nur an einer Stelle im Enzbett grobes Material mit Stücken von z. T. Faustgrösse. „Es ist bezeichnend für die tümpelartig über der unebenen Granitoberfläche entwickelten Rotliegendpartien, dass hier nur Material aus dem Gebiet des Wildbadgranites nachzuweisen war und kein einziger Forbachgranit sich darunter fand“¹⁾.

Das Oberrotliegende der Schopfheimer Bucht hat nach J. Wilser sein Material vorwiegend aus der direkten Nachbarschaft bezogen²⁾. Durch zunehmende Verfeinerung des Kornes und Vervollkommnung der Schichtung erweist es sich als Schuttkegelbildung am Fusse von Granithöhen.

Grosse scharfkantige frische Feldspate zusammen mit schlecht gerundeten Geröllen, wie sie im oberen Rotliegenden der Nordvogesen am Donon oder im Lautertale b. Weissenburg oder bei Ober-Otterbach vorkommen, beweisen, dass das Material aus nächster Nähe stammt. Im Lautertale stehen die Ursprungsgesteine Granit, Minette, Quarzporphyr, Schiefer, Grauwacke) teils an Ort und Stelle, teils in der Pfalz an³⁾.

Beim Oberrotliegend-Konglomerat am Ostrande der Haardt zeigen nach Leppla schwache Abschleifung der scharfen Ecken und Kanten der Gerölle, die eingeschlossenen, oft Kubikfussgrösse erreichenden, wenig abgerundeten Blöcke und die rein lokale Abhängigkeit vom unmittelbaren Untergrund, dass das Material keinem weiten Transport ausgesetzt war. So besteht bei Klingenmünster ein dem Melaphyr angelagertes Konglomerat lediglich aus fast verkitteten, meist sehr grossen Brocken von Melaphyr; bei Albersweiler, Birkweiler und Ransbach walten Gneiss- und Melaphyrbrocken vor; bei Oberhambach ist das Material vorwiegend aus Brocken (und zwar scharfkantigen: der Verf.) der darunter liegenden Schiefer und Grauwacken zusammengesetzt, bei Lambrecht aus Tonschiefern und Grauwacken ähnlichen Gesteinen (hier indes Untergrund nicht näher bekannt), bei Lindenberg endlich neben Schiefen wesentlich aus Bruchstücken des nahen Porphyrs. Das Konglomerat umgibt nach Leppla anscheinend die riffartig aufragenden Urgebirgs-, Tonschiefer- und Grauwackenrücken „mantelförmig, einem Schuttkegel grösserer Ausdehnung vergleichbar.“⁴⁾.

Die Porphy- und Granitgeschiebe von eckiger oder schwach gerundeter Form führende Trümmerarkose und die ebenfalls kaum

¹⁾ K. Regelman n, 1913, S. 45. Der Wildbadgranit ist die den unmittelbaren Untergrund bildende und in der nächsten Umgebung vorkommende Granitvarietät, der Forbachgranit die zweite auf Bl. Wildbad von Regelman n unterschiedene Varietät.

²⁾ Wilser, 1913, S. 16/17, 1914, S. 494.

³⁾ K. Brunzel, 1898, S. 185; van Werveke, 1894, S. 25; A. Andrae, 1892, S. 37; Leppla, 1888, S. 42.

⁴⁾ Leppla, 1888, S. 43.

kantengerundeten Porphyragglomerate der Heidelberger Gegend stellen offenbar lokale Bildungen dar.

Im Nahegebiet nahm nach Leppla mit Schluss der Tholeyer Schichten die Ablagerung von fremdem Schuttmaterial (z. B. vogesischem) ein Ende, und die Söterner Schichten, mit denen offenbar die neue Zeit, das obere Rotliegende, einsetzte, bezogen ihr Material nur noch aus einheimischen Eruptivgesteinen¹⁾. Die mächtigen Porphyrkonglomerate (stellenweise Breccien) in der Umrandung des grossen Massives von Felsitporphyr von Nohfelden an der oberen Nahe stammen z. B. aus diesem Massive, stellen also eine lokale Schuttkegelbildung dar. In grösserer Entfernung vom anstehenden Felsitporphyr werden die Gerölle kleiner und die Schichtengruppe weniger mächtig. Die Mächtigkeit schwankt von über 100 m bis zu wenigen Metern. Die ganzen Söterner Schichten der Nahemulde stellen einen einzigen grossen Schuttkegel der eben erst entstandenen Nohfelder Porphyrmasse dar, der nach W. bis zu völligem Auskeilen abschwilt. Die grösste Mächtigkeit liegt nicht in tektonischen Einsenkungen, sondern rings um den Ursprungsort des Gesteins²⁾. Auch der Kreuznacher Porphyrstock schüttete einen Schwemmkegel aus, der in unmittelbarer Nähe aus grobklotzigen Riesenkonglomeraten besteht und in grösserer Entfernung ein Zurücktreten der Porphyngerölle zeigt. An den höher folgenden gewaltigen Konglomeraten beteiligt sich auch das inzwischen gehobene Grenzlager³⁾. Am Nordflügel der Nahe- und Primstalmulde treten als Komponenten an die Stelle der Eruptivgesteine vielfach Kalke des Hunsrückdevons, aber auch riesige Quarzite und Phyllite, die nach Reis aus dem Taunus stammen⁴⁾.

Nach Beobachtungen auf Blatt Wadern stellt Grebe fest, dass im Gegensatz zum unteren Rotliegenden (Tholeyer Schichten), wo sie sich durch wohlgerundete Form und glatte Oberfläche auszeichnen, im oberen die Geschiebe meist eckig sind und gewöhnlich eine rauhe Oberfläche zeigen⁵⁾. Geschiebeblöcke von ungewöhnlicher Grösse sind im Oberrotliegenden der Nahegegend häufig, wie wir schon hörten, während im älteren Rotliegenden solche sehr selten zu sein scheinen.

Am Nordflügel der Donnersbergmulde kommen nach Reis Arkosen mit sehr frischen Feldspäten und eckigen Porphyr- und Melaphyreinschlüssen, sowie riesigen Lyditgeröllen in der Hochsteiner Stufe (untere Abteilung des Oberrotliegenden = Söterner Schichten des preussischen Teiles) vor⁶⁾. Auf Blatt Kusel beginnt das Ober-

¹⁾ Leppla, 1898, S. 15 u. 20.

²⁾ Grebe u. Leppla, 1894, S. 10; Grebe, 1888, S. CXV; bes. Keßler, 1914, S. 52.

³⁾ Laspeyres, 1867, S. 881/82; Reis, 1921, S. 47/48.

⁴⁾ Laspeyres a. a O., Grebe u. Rolle, 1895, S. 10, 13; Keßler, 1914, S. 55; Reis, 1921, S. 47, 50, 60.

⁵⁾ Grebe, 1889, S. 15 u. 20; siehe auch Weiß u. Grebe, 1889, S. 24.

⁶⁾ O. M. Reis, 1903, S. 121; 1921, S. 44, 46; bei Eulenbiß siehe 1910, S. 131.

rotliegende unter dem Grenzmelaphyr mit einer z. T. brecciösen Masse aus Schiefertonsstückchen der unteren und oberen Lebacher Schichten mit vereinzelt grösseren Quarzen u. Melaphyrhydritus. Auf Blatt Donnersberg stellt sich diese Grenzbreccie als Sandstein-, Schiefert-, Melaphyr-, Porphyrit- und Porphyrbreccie bezw. -konglomerat dar je nach der Beschaffenheit der örtlichen Unterlage oder jener der Nachbarschaft¹⁾. Isolierte Vorkommen von Oberrotliegendem im Inneren der saumartigen Verbreitung des Grenzmelaphyrs zeigen alle einen konglomeratischen Aufbau von lokalem Charakter²⁾.

Eine typische lokale Schuttkegelbildung, vergleichbar dem Schuttmantel der Nohfelder Porphyritmasse, ist vor allem nach Grebe der Porphyrikonglomerat- oder vielmehr — breccien — Mantel vom Donnersberg³⁾. Die stellenweise bis 50 m mächtige Breccie besteht nach G ü m b e l aus faust- bis nussgrossen, meist scharfkantigen, ausschliesslich von dem Porphyr des Donnersberges abstammenden Bruchstücken, welche durch kleinere Trümmer und Zerreibsel, seltener durch Hornstein verkittet sind⁴⁾. Sie verschmilzt mit dem benachbarten Porphyritkonglomerat, das aus der Zerstörung der Porphyritintrusivmasse hervorgegangen ist und lediglich aus schwach abgerundeten Porphyritbrocken besteht⁵⁾. Mit zunehmender Entfernung vom anstehenden Porphyr bezw. Porphyrit nach W. hin keilen die Konglomerate als echte Schuttkegelbildung aus, sodass sich hier nur noch 2 Abteilungen des Oberrotliegenden unterscheiden lassen⁶⁾.

Das Oberrotliegende südlich des Donnersberges wird nach oben durch einen bis 800 m mächtigen Komplex von Schiefertonen abgeschlossen, der mit einem sehr verbreiteten, bis 200 m mächtigen Quarzitkonglomerat beginnt. Letzteres bezog sein Material nach Re i s aus grösserer Entfernung, dem Taunus, weshalb die Konglomerate gut gerollt sind⁷⁾.

Auch in der Nahemulde, Primsmulde und Trierer Bucht folgen über den Waderner Konglomeraten feinkörnige Schichten und zwar umsomehr Sandsteine, je weiter man in der Mitte der Nahemulde nach NO. geht⁸⁾.

¹⁾ v. A m m o n u. s. w. (Erl. z. Bl. Kusel), S. 129.

²⁾ Re i s, 1903, S. 121; auch 1921, S. 60.

³⁾ Gre b e, 1888, S. CXIV/XV.

⁴⁾ G ü m b e l, 1894, S. 987 u. 929.

⁵⁾ Re i s, S. 121.

⁶⁾ Re i s a. a. O., S. 122, auch S. 123/124; v. A m m o n u. s. w. 1910, S. 132.

⁷⁾ Ueber andere ortsfremde Komponenten (Porphyre, Arkosen mit Lyditen, Tonsteine) siehe Erl. z. Bl. Kusel, 1910, S. 131 u. 135; Re i s, 1921, S. 42.

⁸⁾ Ke ß l e r, 1914, S. 67. Diese letztere Ausbildung des obersten Oberrotliegenden ist noch weit über das Saar-Nahebecken hinaus verbreitet (Rheinhausen, Wetterau, Bohrlöcher von Mellrichstadt a. Rhön u. Kissingen a. Saale, Burggrub in Oberfranken, Erbdorf i. d. Oberpfalz, Grafschaft Glatz). A m m o n u. s. w. 1900, 1910; Th ü r a c h, 1894; G ü m b e l, Ostbayr. Grenzgeb. 1868; über Kreuznacher Schichten bei Glatz: E. D a t h e, 1900. — Auch im Pfälzerwald ist bekanntlich die Gliederung in

Nahe am Devon des Hunsrücks an der Saar bei Merzig und Mettlach, ebenso in der Trierer Bucht verdrängen in den Konglomeraten der Waderner Schichten devonische Gesteine, Quarze und Quarzite die Melaphyre ganz oder teilweise. Auf Blatt Merzig zeigt ein solches Konglomerat, aus Stücken von zuweilen bis zu doppelter Faustgrösse zusammengesetzt, sehr geringen Zusammenhalt und fast keine Schichtung¹⁾.

Wenn auch die Teile der groben Trümmergesteine des oberen Rotliegenden meist eckig oder unvollkommen rund sind, so kommen aber doch daneben auch wohlgerundete Geschiebe vor, so führen nach Laspeyres Konglomerate der mittleren Schichten des oberen Rotliegenden bei Kreuznach meist flache, aber wohlgerundete Devongeschiebe und sind dementsprechend auch wohlgeschichtet; die Sandsteine der obersten Schichten des ro bilden sogar „regelmässige, oft in sich transversal oder federschweifartige Bänke, die vielfach an die des Buntsandsteins erinnern“²⁾.

Die Konglomerate des oberen Rotliegenden am Taunusrande bei Königstein und Hochheim bestehen zum grösseren Teile aus groben Geschieben und Trümmern von Taunusgesteinen, besonders quarzitischem Material, zeigen also einen durchaus örtlichen Charakter³⁾.

Im Spessart besteht das Oberrotliegende südlich der Kinzig nach Bücking aus einer Grundgebirgsbreccie, die nur durch intensive rote Eisenoxydfärbung von dem Quarzitschieferschutt des anstehenden Grundgebirges zu unterscheiden ist. Die Breccie geht mit der Entfernung vom anstehenden Grundgebirge in Konglomerate mit Zwischenlagen von rotem Schiefertone und Sandstein über, die deutlicher geschichtet sind und auch noch andere Spessartgesteine als Geschiebe führen; nördlich der Kinzig kommen nur noch feinkörnige Bildungen, rote Schiefertone mit untergeordneten Sandsteinlagen vor⁴⁾. Wir können das obere Rotliegende am Nordrande des Spessart als einzigen Schuttkegel auffassen, der am Fusse kristalliner Höhen aufgeschüttet wurde, wobei die abgelagerten Trümmer umso bessere Rundung und Schichtung und umso feineres Korn erhielten, einen je grösseren Weg sie vom Ursprungs- bis zum Ablagerungsort zurückgelegt haben.

eine tiefere grobkonglomeratische und eine höhere sandig-tonige („Rötelschiefer“) deutlich ausgeprägt; mehr oder minder deutlich ist sie in den Vogesen, im Schwarzwald und Odenwald zu beobachten. Für die Vogesen, speziell Weilertal: siehe Benecke und van Werveke, 1892, S. 54 f; für das Donongebiet: K. Brunzel, 1898, S. 186; die ersteren Autoren geben an, daß in den (i. e. dem Weilertal) benachbarten Gebieten, wo die obere Abteilung über die untere auf älteres Gebirge übergreift, in ihr auch grobes, der unmittelbaren Unterlage entnommenes Material vorkomme.

¹⁾ v. Werveke, 1906, S. 117; Grebe, 1888, S. CXII, auch Erl. z. Bl. Merzig, S. 5.

²⁾ Laspeyres 1867, S. 883.

³⁾ Carl Koch, 1880 a) S. 24; b) S. 8.

⁴⁾ Bücking, 1891 a) S. 27; b) S. 15; 1892, S. 124/126: Profil Tafel II, Fig. 5, wiedergegebenen bei Kaiser, Formationskunde 1911 S. 274.

Bei Eisenach im Thüringerwalde im Gebiete von Blatt Wutha ist nach Zimmermann die untere Stufe des Oberrotliegenden (ro₁) fast nur aus dem Schutt desselben Glimmerschiefers, dem sie auflagert, zusammengesetzt. Sie stellt ein „schuttartiges, wenig festes Agglomerat aus schuppigen und flachschollenförmigen Brocken und Scherben“ dar. Dünne Zwischenlagen von ton- und glimmerreichem feinkörnigem Sandschiefer erweisen die Sedimentnatur. Das höhere Konglomerat (ro₂) (Breccie?) besteht aus mannigfaltigen, aber ebenfalls ausschliesslich aus der Nähe stammenden und eckigen Geröllen. Es ist „weniger flachschollig, mehr breccienhaft.“ „Die Grösse der Gerölle steigt vom feinen Sandkorn bis zu 70 cm Durchmesser; Sand und Grobes liegen unregelmässig durcheinander.“ Das Konglomerat bildet „dicke klotzige, unscharf gegeneinander sich absondernde Bänke“. Zwischengeschaltet sind lebhaft rote Schiefertone und Bröckelletten mit fein- bis grobkörnigem Sandstein. Die Gesamtmasse des Oberrotliegenden ist mehrere 100 m mächtig¹⁾.

Das unmittelbar westlich darüber folgende Wartburgkonglomerat ist nach Bornemann „ein grobschüttiges Hanfwerk eckiger Fragmente mit kaum erkennbarer Schichtung. Seine Gemengteile lassen schon bei oberflächlichem Anblick erkennen, dass sie bis zu ihrer Lagerstätte keinen weiten Transport und keine längere Arbeit bewegten Wassers erduldet haben“²⁾ Fussgrosse Granitblöcke sind nicht selten, „und die eigentümliche Verteilung gleichgrosser Gesteinsfragmente zeigt die Linien unvollkommener Schichtung in der Art eines Schuttdeltas, welches in einem tiefen Binnengewässer abgesetzt wurde“³⁾. Auch im südöstlichen Thüringerwalde häuften sich nach Scheibe „während langer Zeit Geröllumassen an und bildeten ein mächtiges, von Ilmenau bis Arlesberg zu beobachtendes Konglomerat (Schwalbensteinkonglomerat)“, das aus Porphyren des älteren Rotliegenden besteht⁴⁾. Er nimmt an, dass diese Schotter von strömendem Wasser abgesetzt wurden. „Dazwischen mögen auch Teile von Konglomeraten liegen, deren Gerölle in Form von Gehängeschotter zusammengebracht worden sind.“ Auch Loretz betont den ursprünglichen Gehängeschuttcharakter dieses Konglomerates⁵⁾ (mangelhafte Sonderung und Rundung der Geschiebe, mangelhafte Schichtung, teilweises Fehlen des Bindemittels). Die oberen Teile der Konglomeratmassen werden feintrümmeriger und enthalten neben Porphyr auch vereinzelt Quarz, Quarzit, Granit und Feldspat des letzteren; auch die Schichtung wird nach oben hin deutlicher. Plötzlich folgt dann ein feinkörniger roter, buntsandsteinähnlicher Sandstein (Elgersburger Sandstein). Mit einem neuen, im allgemeinen deutlich geschichteten und bunten, d. h. ausser dem

¹⁾ Zimmermann, Erläuterungen z. Bl. Wutha, S. 22/24.

²⁾ Bornemann, 1884, S. 387; siehe auch Walther, 1903, S. 125.

³⁾ Bornemann, 1888, S. XLIV.

⁴⁾ Scheibe, 1902, S. 19.

⁵⁾ Loretz, H., Scheibe, R., u. Zimmermann, E., 1908, S. 83. S. 83.

vorherrschenden Porphyr auch Granit, Quarz, cambrischen Quarzit und Schiefer häufiger führenden Konglomerat schliesst das Rotliegende ab¹⁾). Auch hier wird die Schichtung also nach oben hin deutlicher, und Hand in Hand damit geht die Beimischung von Material verschiedenen Ursprungs.

J. Walther fasst die Aufschüttung im Oberrotliegenden als Bildung von zwei grossen Schuttkegeln auf. Aus der Gegend von Ruhla nach Nordwesten häufte sich der breite Schuttkegel des Eisenacher Rotliegenden; nach Südosten floss der Gehängeschutt gegen Tambach und füllte ein weites Becken mit Konglomeraten und Sandsteinen²⁾). Der vor dem Glimmerschiefer des Ruhlaer Gebietes ausgebreitete Eisenacher Schuttkegel zeigt in nordwestlicher Richtung eine Ausdehnung von 40—50 km, und seine Mächtigkeit steigert sich ausserordentlich rasch, bis auf fast 1150 m im Richelsdorfer Gebirge in ungefähr 30 km Entfernung von Ruhla. 25 km nördlich und kaum 20 km westlich der grössten Mächtigkeit hat sich das Rotliegende indes schon völlig ausgekeilt³⁾).

Am Kyffhäuser zeigen mächtige Bänke eines bunt zusammen-gewürfelten Konglomerates nur geringe Sortierung des Materials⁴⁾). Die gleiche Beschaffenheit zeigen die Konglomerate bei Gera, wo das obere Rotliegende nach Liebe „nur eine gewaltige Masse übereinander gelagerter grober Konglomerate, unter welchen (von mir gesperrt: Veri.) vom Ausstreichen weiter ab nach Nord-osten zu sandige grobe rote Schiefertone liegen“, ist. Das Ma-terial zu den Konglomeraten stammt immer aus unmittelbarer Nähe. Es ist bei Gera nach Th. Brandes in einer Rinne abgelagert. Beim Bahnhof Weida ist „ein fast schicht-ungsloser, ganz regellos zusammengespülter Schiefergebirgsschutt“ zu beobachten, zwischen Weida und Niederpöllnitz ein mehr oder minder geschichtetes konglomeratisches Gestein⁵⁾).

Am Ostrande des heutigen Harzes bestand nach Meinecke zu Beginn der Oberrotliegendzeit eine Depression, in welche gelegentliche Regen den rotgefärbten Verwitterungsschutt benachbarter Höhen verfrachteten⁶⁾). E. Wüst gliedert das Oberrotliegende des östlichen Harzvorlandes in zwei Abteilungen, „eine untere, nur örtlich entwickelte und sehr verschieden ausgebildete, die durch Brec-cien aus im unmittelbaren Untergrunde oder dessen nächster Nähe anstehenden Gesteinen charakterisiert ist und eine obere, im ganzen Gebiet entwickelte und ziemlich gleichmässig ausgebildete, die durch Konglomerate aus vorwiegend fremden Gesteinen charakterisiert ist“⁷⁾). Ueber den Konglomeraten folgen auch hier als jüngstes Glied

¹⁾ Scheibe, 1902, S. 19/20; J. Walther, 1903, S. 50 ff.

²⁾ 1903, S. 134.

³⁾ H. Meinecke, 1911, S. 262.

⁴⁾ J. Walther, 1903, S. 207; das obere Rotliegende ist hier nach Lepsius, Geologie von Deutschland I., S. 396, etwa 700 m mächtig.

⁵⁾ K. Th. Liebe, 1884, S. 55; H. Meinecke, 1911, S. 262; Th. Brandes, 1919, S. 231.

⁶⁾ a. a. O., S. 260.

⁷⁾ Wüst, 1907, S. 85 u. S. 86; F. Meinecke, 1911, S. 255-260.

des Oberrotliegenden gutgeschichtete Schieferletten, die mit dünnen Sandstein- und Kalkbänkchen wechsellagern. Allgemein verbreitet sind darin Rippelmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung und Tongallen. Diese Stufe der „Sandsteinschiefer“ ist aber in der horizontalen Verbreitung beschränkt¹⁾.

Im Erzgebirgischen Becken ist die „Stufe der kleinstückigen Conglomerate“, mit der nach Brandes das Oberrotliegende unvermittelt über Schieferletten einsetzt, „stellenweise sogar wie schichtungslos“ und „macht den Eindruck einer wirr zusammengesetzten Breccie von ganz heterogener Zusammensetzung“²⁾. Ablagerungen des Oberrotliegenden von lokalem Charakter haben wir ferner in den Konglomeraten lokaler Natur von Porphyry und Porphyrtuffen des Nordsächsischen Rotliegendbeckens.

Das sogen. Hauptkonglomerat des oberen Rotliegenden im Katzbachgebiet führt nach H. Scupin Gerölle aller im Liegenden befindlichen Gesteine, im Gegensatz zu den Konglomeraten des mittleren Rotliegenden, die fast nur Kieselgerölle enthalten. Merkwürdigerweise können hier aber die Gerölle im mittleren Rotliegenden bedeutend grösser werden als im oberen, wo sie meist nur hasel- bis walnussgross sind³⁾.

Das Konglomerat des Oberrotliegenden im Braunaer Lande zeigt nach Berg, „dass sein Material nur einen geringen Transport erlitten hat. Dies beweist die unvollkommene Rundung der Konglomeratgerölle, das Vorkommen mürber, bei langem Transport sicher zerreiblicher Gneise und Glimmerschiefer, und das Vorkommen wohl erhaltener Quarzdihexaeder in den häufig eingelagerten Sandsteinbänken.“ Es ist streng monogen, im Norden aus Quarzporphyry, im Süden aus Gneisen des Adlergebirges, im Nordwesten aus stückigen Geröllen von Riesengebirgsgesteinen aufgebaut, hat also örtliche Ausbildung. „Die Aufschlüsse zeigen uns fast überall prachtvolle Deltaschichtung und oft sackförmige Ausstrudlungen, erfüllt mit groben Schottern in feineren Konglomeraten und Sandsteinen.“ „Aus alledem geht hervor, dass diese Konglomerate als gewaltige Schuttkegel oder Deltabildungen aufzufassen sind, die sich von räumlich beschränkten Stellen (Talmündungen) aus in das Rotliegendbecken vorschoben und es, soweit die Strömung ausreichte, mit grobem Schotter füllten, während sich dazwischen feinere Sedimente, sandige Letten, absetzten.“ „In gutem Einklang mit der Auffassung der Konglomerate als Schuttkegel steht es, dass dieselben am Schlegelhof nicht gegen den Letten durch allmähliche Abnahme der Mächtigkeit ausspitzen, sondern dass sie in auskeilender Wechsellagerung mit ihm liegen und gelegentlich „... durch Abnahme der Konglomeratgerölle und Zunahme des Bindemittels in ihn übergehen“⁴⁾. Zu dem gleichen Ergebnis kommt Petraschek bei dem Oberrotliegendkonglomerat der Gegend von Trautena u, das sehr reichlich eckige Stücke des „Marschen-

¹⁾ H. Meineke, a. a. O., S. 258.

²⁾ Brandes, 1919, S. 204.

³⁾ H. Scupin, 1902, S. 10.

⁴⁾ G. Berg, 1909, S. 33.

dorfer Kalkes“ führt, eines Kalksteins, der in der Nähe von Marschendorf im Riesengebirge in langen linsenförmigen Einlagerungen im Glimmerschiefer aufsetzt. Petraschek schliesst daraus, dass das Riesengebirge damals Denudationsgebiet war. Die Menge der Kalkbrocken nimmt nun sehr rasch mit der Entfernung vom Gebirge ab, und gleichzeitig verringert sich die Mächtigkeit des Horizontes. „Es sind also mit Schuttkegeln zu vergleichende Bildungen, denen das Konglomerat seine Entstehung verdankt.“ In noch höheren Schichten des Pernis¹⁾ zeigen übrigens Sandsteine vielfach eine sehr regelmässige feine Schichtung.

Wie haben wir uns diese Schuttkegel entstanden zu denken? Sie unterscheiden sich von den Absätzen des älteren Rotliegenden durch ihre grobe Beschaffenheit, besonders im basalen Teile. Nach den Konglomeraten zu schliessen, sind sie vom Wasser abgelagert. Die Deutung als Meeresablagerung mussten wir schon oben S. 45 ablehnen. Für marine Delta dürften sie auch durchweg zu grob sein²⁾. Delta von Seen mit einigermaßen konstantem Spiegel müssten, wenn auch unregelmässig, so doch durchweg deutlicher geschichtet sein und den durch den Gegensatz von horizontalen Ueberguss- und stark geneigten Schichten der Sturzhalde gekennzeichneten inneren Aufbau zeigen³⁾. Für Brandungskonglomerate von Seen sind die Geröllstreifen doch meist viel zu breit und die Transportstrecken zu gross. Die gröberen Aufschüttungen sind also im wesentlichen nicht in Seen, sondern vom fliessenden Wasser abgesetzt. Dieses muss zunächst grosse Transportkraft besessen haben, dann aber nach kurzem Wege eine rasche Verminderung der Transportkraft erlitten haben, sodass es nicht nur den groben, sondern auch den feineren Schutt nicht mehr allein zu tragen vermochte und beide gleichzeitig und schlecht sortiert absetzte. Eine allgemeine Hebung des Landes als Ursache der gesteigerten Transportkraft anzunehmen, geht nicht an, da diese keine Transgression der Sedimente, wie sie gerade für das Oberrotliegende wichtig ist, sondern das Gegenteil davon, eine Ausräumung von Sedimenten, zur Folge haben müsste. Wo das obere Rotliegende diskordant auf abgetragenen älteren lagert, da ist für die vorausgegangene Zeit der Abtragung eine Hebung anzunehmen, aber nicht für die Zeit des Wiederbeginns der Sedimentation. Nimmt man aber andererseits zum Verständnis der Transgression eine allgemeine Senkung gegen die Erosionsbasis an, infolge deren das Gefälle nachliess und die Täler im Schutt ertranken, so macht die Erklärung der grösseren Transportkraft Schwierigkeiten. Es bliebe höchstens übrig, anzunehmen, dass sich das Absinken unter der Wirkung innerer Spannung sehr ungleichmässig gestaltete, wodurch Höhenunterschiede entstanden wären⁴⁾. Befriedigend ist diese Erklärung aber auch

¹⁾ z. B. in der 8. von den 10 von Petraschek unterschiedenen Permzonen; so beginnt mit Zone 6. (Petraschek, 1906, S. 381 [5] u. 382 [6].)

²⁾ Andrée, 1916, S. 162.

³⁾ v. Richthofen, 1886, S. 81.

⁴⁾ Vgl. Deecke, 1916, S. 162, 201, 205; Brandes, 1919, S. 218. Deecke, 1916, S. 204: Erosion bei der Senkung verschärft; S. 205: Erosion hat nachgelassen.

nicht, denn Aufpressung von Schollen pflegt doch mit grösserer Erhebung über den Meeresspiegel verbunden zu sein. Im Saar-Nahebecken kann ja die grössere Transportkraft und der Materialbezug aus grösserer Nähe durch die Aufwölbung des früheren Aufschüttungszentrums zum Pfälzer Hauptsattel und die anschliessende Muldenbildung erklärt werden. Allein es liegt beim Oberrotliegenden doch zu sehr eine regionale Erscheinung vor, als dass lokale tektonische Ereignisse zum Verständnis ausreichen dürften¹⁾. Kessler sieht in den Konglomeraten und Breccien, die am Hardtrand, z. B. bei Albersweiler, auftreten, keine örtliche, sondern aus grösserer Entfernung stammende Ablagerungen²⁾. Das dürfte schwerlich richtig sein. Es sind örtliche Ablagerungen entweder in Tälern oder höchstens am Rande eines Beckens. Im letzteren Falle wäre ein langsames Wandern des Beckenrandes nach S. anzunehmen. In der Zeit vor der Ablagerung war das Gebiet von Albersweiler sicher Hochgebiet, wie die unregelmässige Oberfläche des Gneisses, eine terrestrische Abtragungsfläche, beweist³⁾. So nimmt auch Reis, indem er die Albersweiler Konglomerate als Waderner Schichten auffasst, an, dass sich das im älteren Oberrotliegenden im Norden vorhandene Donnersbergbecken in dieser Zeit zu einem grösseren Hardtbecken erweitert habe⁴⁾. Kessler selbst nimmt für die Zeit der Waderner Schichten eine Senkung über weite Gebiete an und macht auf ein allmähliches Wandern des nördlichen Beckenrandes der Primstalmulde nach N. aufmerksam⁵⁾. Die Rötelschiefer der oberen Abteilung des ro bei Albersweiler wären als randferne Ablagerungen des Beckeninnern aufzufassen: der Beckenrand wäre also später noch weiter nach S. verlegt worden. Gröbere Sedimente des abnehmenden Oberrotliegenden weiter südlich im Lauter- und Jägertale könnten als randnahe Bildungen den feineren randfernen bei Annweiler zeitlich äquivalent sein⁶⁾. Aehnliche Verhältnisse treffen wir auch in anderen Sedimentationsbecken des Oberrotliegenden. So kämen wir zu dem Ergebnis, dass die Schuttsammelbecken des Oberrotliegenden mit wachsender Dicke des aufgehäuften Schuttes eine ständige Erweiterung und Vertiefung erfahren haben unter fortwährendem Ausgleich der Senkung durch neue Auffüllung. Dadurch ist das Lagerungsbild einer Transgression zustande gekommen, das man sich früher nur durch ein Oberrotliegendmeer entstanden denken konnte, das aber nichts anderes ist als das Walther'sche Gesetz der Korrelation der Facies, einschliesslich sogar der erodierten Landoberfläche unter den Sedimenten.

Man braucht sich indes diese Schuttsammelwannen nicht einmal dauernd oder vollständig mit Süsswasser erfüllt vorzustellen,

¹⁾ Brandes, 1919, S. 216.

²⁾ 1914, S. 53.

³⁾ Strigel, 1912, S. 166; 1914, S. 176.

⁴⁾ 1921, S. 242.

⁵⁾ 1914, S. 66 u. 57.

⁶⁾ Benecke u. van Werveke, 1892, S. 69; auch hier beweist der aufgefurchte Untergrund, daß das Gebiet vorher Hochgebiet war.

selbst an den tiefsten Stellen braucht die Wasserbedeckung nicht überall dauernd gewesen zu sein.

Es fragt sich, ob ein allgemeines Einsinken der Sedimentationsbecken die Entstehung der Schuttkegel des Oberrotliegenden hinreichend zu erklären vermag. H. Meyer schliesst aus der örtlichen Ausbildung, die das Oberrotliegende fast allgemein in Deutschland zeigt, auf das Fehlen grösserer Stromsysteme¹⁾, und auch nach Deecke lassen die groben dyadischen Schuttmassen im Schwarzwald ein „kurzes, wenig entwickeltes Fluss-System vermuten“²⁾. Die Schuttkegel gleichen vielfach den Muren und Wildbachschuttkegeln des Hochgebirges. Man kann sich aber schwer vorstellen, dass durch das langsame, bruchlose Einsinken der Böden der Schuttwannen, selbst wenn es ruckweise erfolgte, solche Steilhänge, wie sie für Wildbachschuttkegel voraussetzen wären, entstehen sollen; und woher sollen bei gemässigtem Klima die grossen Wassermengen kommen? So scheint es also schwierig, die Schuttkegelbildung im Oberrotliegenden allein auf Tektonik zurückzuführen. Es bleibt ein ungeklärter Rest, der es rechtfertigt, klimatische Faktoren zur restlosen Erklärung beizuziehen.

Der Nachweis permischer Glacialablagerungen auf der südlichen Halbkugel veranlasste natürlich auch zu eifrigem Suchen nach Gletscherspuren auf der nördlichen. Verschiedene Forscher, darunter besonders F. Frech³⁾, glauben auf Grund von solchen glacialen Entstehung von Sedimenten des Rotliegenden annehmen zu können, zuletzt W. v. Lozinski, der, ausgehend vom Rotliegenden der Gegend von Krakau, die Anschauung vertritt, dass die Arkose eine polare bzw. subpolare Bildung darstelle und das flözleere Rotliegende in einer Periode der Abkühlung abgelagert worden sei⁴⁾. Verfolgen wir die angeblichen Glacialspuren! Sieht man von den Gerölltonschiefern im Kulm des Frankenwaldes, denen E. Kalkowsky glacialen Ursprung zu geben versuchte⁵⁾, und den unterkarbonischen Schalsteinkonglomeraten des Nötschgrabens am Dobratsch in Kärnten, für die Waagen das gleiche annahm⁶⁾, ab, so ist das von G. Müller aus dem Bohrloch der Zeche Preussen II von Springfield bei Doesten im Ruhrgebiet beschriebene Vorkommen das einzige mitteleuropäische. Hier wurden in etwa 300 m Tiefe unter pflanzenführenden Schiefertönen des Rotliegenden zwei je etwa 1 m mächtige, durch eine 2,84 m mächtige Zwischenlage von tonigen Sandsteinen voneinander getrennte Konglomerate angetroffen, von denen das obere flach geschliffene, parallel geschrämte, dem Karbon entstammende Geschiebe führte und das untere einem abgeschliffenen und mit deutlichen Schrammen versehenen harten Tonschiefer des Karbons auflagerte⁷⁾. Die

¹⁾ 1915 a, S. 18.

²⁾ 1918, S. 90.

³⁾ 1902 b, S. 622; 1908, S. 77.

⁴⁾ 1912, S. 215.

⁵⁾ 1893.

⁶⁾ Siehe Frech, Lethaea geogn. Dyas, S. 622. Anmerkung 4.

⁷⁾ G. Müller, 1901, S. 385 ff., siehe die Abbildungen bei P. Frech, 1908, II. Fig. 1, S. 77 u. Tafel V.

Konglomerate wurden von G. Müller als Grundmoräne eines Gletschers gedeutet, eine Deutung, die von F. Frech¹⁾ und auch von J. Walther²⁾ anerkannt wurde. Während aber Frech daraus auf eine Rotliegendeiszeit in Deutschland schloss, nimmt Walther einen lokalen Gletscher im Ruhrgebiet an. Von Philipp³⁾ wurden die Schiffe als tektonisch, also pseudoglacial bezeichnet. Dacqué gibt an, dass es sich um einen „tektonischen Gleitharnisch“ handle, „wobei losgerissene Gesteins-trümmer mitpoliert und -gekritzt wurden“⁴⁾. Philipp meint aber, ausgehend von der Voraussetzung, dass die permische Vereisung durch eine allgemeine Temperaturherabsetzung auf der Erde verursacht sei, dass trotzdem „jungpaläozoische Glacialbildungen auch in den höheren Breiten der Nordhemisphäre vorhanden gewesen, aber bereits sehr frühzeitig zerstört worden“ seien, und weist dabei auf die Diskordanzen im Rotliegenden des Thüringerwaldes hin, „die bedeutende Abtragungen verraten“ (a. a. O.). Allein von den Sedimenten des älteren Rotliegenden sind in Thüringen und anderswo noch soviel Reste erhalten, dass sie zu einem klaren Bild der damaligen Verhältnisse ausreichen; zur Annahme einer Eiszeit bieten sie keinerlei Anhalt. Es wäre doch ein merkwürdiger Zufall, wenn von den vorhandenen Moränen sich keine einzige erhalten hätte. Noch unsicherer ist der glaciale Ursprung der ausserdeutschen Vorkommen. So fasste Gosselet Konglomerate und Breccien aus der Gegend von Douai in Nordfrankreich, die wahrscheinlich permischen Alters sind und eine Vertiefung in der Oberfläche des Karbons erfüllen, als Moränen eines permischen Gletschers auf, ohne allerdings gekritzte Geschiebe als Beleg gefunden zu haben⁵⁾. A. Julien nahm von oberkarbonischen Konglomeraten im französischen Centralplateau glacialen Ursprung an⁶⁾. Auch englische Geologen (Ramsay 1855, Oldham 1894, neuerdings Hobson) betrachteten Konglomerate oder Breccien des Rotliegenden in verschiedenen Teilen Grossbritanniens (Schottland, Cumberland, Devonshire) auf Grund des Vorkommens gekritzter Geschiebe oder von Blöcken, die für fluviatilen Transport zu gross oder zu schwer erschienen, als Moränen oder Driftbildungen. Aber auch hier ist bei den angeblichen Gletscherschliffen tektonische Entstehung nicht ausgeschlossen⁷⁾. Tschernyschew hält Geröllablagerungen am Ostabhange des Urals für glaciale, der südlichen Vereisung zeitlich äquivalente Bildungen. Nach Dacqué kann aber auch dieses Vorkommen noch nicht als ganz ge-

¹⁾ 1902, S. 622; 1908, S. 77; auch 1911, S. 114.

²⁾ u. a. 1908, S. 315.

³⁾ Philipp, 1910, S. 128.

⁴⁾ Dacqué, 1915, S. 414.

⁵⁾ Siehe E. Haug, *Traité de Géologie* II, S. 827.

⁶⁾ F. Frech, *Lethaea geogn.* I. Teil, 2. Bd. Lieferung. Anmerkung S. 322.

⁷⁾ Siehe F. Frech, *Leth. geogn.* Dyas, S. 536 u. 621; E. Haug, a. a. O. S. 827; E. Dacqué 1915, S. 414; Th. Arldt, 1907, S. 488; Chamberlin and Salisbury, 1909, S. 627/28.

sichert gelten¹⁾). F. Frech möchte im Bestreben, die südliche Eiszeit um jeden Preis auf die nördliche Halbkugel auszudehnen, den sog. Gaisaschichten des Varangerfjordes in Norwegen, die „eine unzweifelhafte Grundmoräne enthalten“, dyadisches Alter zuschreiben²⁾). allein es liegt nicht der geringste Anhaltspunkt dafür vor, und selbst wenn es zuträfe, würde sie noch keinen Beweis für eine dyadische Eiszeit auf der nördlichen Halbkugel darstellen.

Was von angeblichen Glacialspuren aus dem Rotliegenden berichtet wird, ist demnach dürftig, und das wenige ist noch unsicher und anderer Deutung fähig³⁾). Die Sedimente unseres Rotliegenden sind keine Moränen; auch ist keine glaciale Bodengestaltung zu beobachten. Wenn v. Lozinski meint, dass angesichts des Umstandes, dass Salzablagerungen im Rotliegenden vollkommen fehlen, gegenüber der Annahme eines Wüstenklimas für die Rotliegendzeit die grösste Vorsicht geboten sei, so gilt angesichts des Fehlens sicherer Glacialspuren dasselbe gegenüber der Annahme eines polaren Klimas.

Nivales Klima mit Gletscherentwicklung kann im Oberrotliegenden in Deutschland nicht geherrscht haben; solches ohne Entwicklung von Gletschern kommt ebenfalls nicht in Betracht, da, wie aus dem Schutt-Transport hervorgeht, immerhin Höhenunterschiede vorhanden waren, die für Bildung von Gletschern ausgereicht hätten. v. Lozinski nimmt auch von den Konglomeraten des Rotliegenden bei Krakau an, dass sie nicht im nivalen Gebiete selbst abgelagert worden seien, sondern im Vorlande der vergletscherten Präkarpathen, und zwar nicht durch Gletscher, sondern durch Schmelzwässer von solchen nach Art der subalpinen Deckenschotter (fluvioglaciale Entstehung). Echte glaciale Sedimente seien nur im Bereiche der Karpathen entstanden; diese seien aber völlig der Zerstörung anheimgefallen, während die fluvioglacialen im tiefer gelegenen Vorlande sich erhalten hätten⁴⁾). Nur vereinzelte Gletscher sollen aus den vergletscherten varistischen Gebirgen bis in das Vorland vorgestossen sein, wie z. B. der von G. Müller im Ruhrgebiet beobachtete. Das Rotliegende wäre dann im subnivalen Klimagebiet abgelagert worden, aber der Abtragungsschutt (Arkose) würde aus dem nivalen stammen. Als jüngeres Analogon des Ablagerungsgebietes des Rotliegenden hebt v. Lozinski das grosse ungarische Becken (Alföld) hervor, dessen Boden „mit Schottern, Sanden u. s. w. genau in derselben Weise ausgefüllt“ sei, wie wir sie in ordnungslosem Durcheinander an dem flözleeren Rotliegenden beteiligt sehen⁵⁾).

Es handelt sich bei den Sedimenten des Oberrotliegenden aber überhaupt nicht um Ausfüllungen eines grösseren Beckens, sondern um solche von vielen kleineren. Es herrscht gar kein regionaler Gegensatz zwischen Abtragung im Gebirge und Aufschüttung am

¹⁾ Dacqué, 1915, S. 414.

²⁾ Lethaea geogn. Dyas, S. 622/23 u. 669; ferner 1902, S. 622.

³⁾ Siehe Kaiser, Formationskunde 1911, S. 266.

⁴⁾ v. Lozinski, 1912, S. 217.

⁵⁾ a. a. O. S. 217/18.

Füsse desselben. Das Material der Ablagerungen stammt aus der Nähe und hat keinen weiten Transport erfahren. Der Verwitterungsschutt, darunter Arkose, liegt sogar zuweilen noch auf primärer Lagerstätte, ist autochthon. Bei fluvioglacialer Entstehung, wie sie v. Lozinski annimmt, wäre aus grösserer Ferne stammendes Material in den Ablagerungen zu erwarten, nicht nur örtliches. Es wäre reichlich Wasser, insbesondere gewaltige Schneeschmelzhochwässer, daher ein regelmässiges Fluss-System vorhanden gewesen; die fluvioglacialen Ablagerungen müssten die unverkennbaren Merkmale fluviatiler Sedimente, wie vollkommene Schichtung, Rundung der Geschiebe usw., zeigen. Die Annahme v. Lozinskis trifft demnach für unser Oberrotliegendes nicht zu. Der Abtragungsschutt stammt aus dem gleichen Klimagebiete, in dem auch die Ablagerung stattfand, also allenfalls auch aus dem subnivalen, nicht aus dem nivalen. Aus einem benachbarten, nivalen Gebiete wären keine Gletscher bis dahin gelangt, sei es, dass in diesem überhaupt keine Entwicklung von Gletschern möglich war oder das Bodenrelief das Vordringen hinderte. Nicht einmal durch Schmelzwässer hätte eine Schutttzufuhr aus dem nivalen Gebiete stattgefunden. Um das Vorland eines vergletscherten Gebirges könnte es sich also schon gar nicht handeln. Von der Erhaltung absorptiv ungesättigten Rohhumus, die in einer solchen Tundra infolge geringer chemischer Zersetzung zu erwarten wäre, ist keine Rede, noch auch von einer Bodenzerersetzung, etwa Bleichung durch Wegführung des Eisens, durch solchen. Die lebhaft Rotfärbung lässt im Gegenteil auf das Fehlen oder die Zerstörung des Humus schliessen. Damit sei aber nicht in Abrede gestellt, dass im feuchten Klima der Steinkohlenzeit oder des unteren Rotliegenden einzelne Gipfel der variskischen Alpen Eiskappen mit kleinen Gletschern tragen konnten. Nur berechtigt dies noch nicht, von einer Rotliegend-Eiszeit bei uns zu reden.

Grosse Aehnlichkeit zeigen die grobklastischen Aufschüttungen des Oberrotliegenden mit den Schuttkegeln, die von den Regenfluten der periodischen Trockengebiete der Tropen und Subtropen abgesetzt werden. E. Obst schildert von den Steppen im inneren Hochlande von Deutsch-Ostafrika die ungeheure Gewalt der zwar seltenen, dann aber auch umso stärkeren Wildwässer der Regenzeit, die den Verwitterungsschutt der Trockenzeit vom Boden wegfegen, aber infolge schnellen Abnehmens oder gänzlichen Versiegens bald eckig und kantig ohne Abrollung, wieder absetzen¹⁾. Solche Wassermassen lassen sich

¹⁾ E. Obst, 1911, S. 79; 1915, S. 59; S. 150/51; siehe auch K. Sapper Geograph. Zeitschr. 1914, S. 6. Die prachtvolle Schilderung W. Pencks von den Hochwassern der Puña da Atacama, der „Creciente“, einer „Schlamm- und Steinbeschwerten Mure“, und den riesigen Schuttkegeln, die sie bei ihrem raschen Versiegen am Rande der Bolsone aufschütten, wurde mir erst nach Abschluß der Arbeit bekannt. Bezeichnend ist für diese die unvollkommene Sortierung des Materials, sowie ihre wechselnde Beschaffenheit und Unbeständigkeit in der Verbreitung, endlich die Verfeinerung des Kornes von unten nach oben (W. Penck, 1920, S. 52/53 u. 229). Man denkt natürlich auch an die gewaltigen Schuttkegel der Wü-

nicht mehr dauernd in ein enges Bett einzwängen, sondern wälzen sich in breiter Fläche als sogenannte Schichtflut dahin, wie es u. a. H. Cloos¹⁾ in Südwestafrika, F. Behrend am oberen Euphrat und in Deutsch-Ostafrika beobachteten. Dadurch werden die Hänge vom Verwitterungsschutt rein gespült (Flächenspülung), und der mitgerissene Schutt wird flächenhaft abgelagert²⁾. Auch durch oberflächliche Krustenbildungen in den Schuttkegeln können nach Passarge und E. Kaiser neue Wolkenbrüche gezwungen werden „als Schichtfluten, als Flächenspülungen über die Fläche hinwegzuziehen“³⁾. Nicht nur die gröberen, schlecht geschichteten, sondern auch die gutgeschichteten Sedimente mit gerundeten und aus etwas weiterer Entfernung stammenden Komponenten und die feinkörnigen Absätze, wie sie namentlich in höheren Horizonten des Oberrotliegenden vorkommen, könnten wohl von solchen Schichtfluten abgesetzt sein. Je grösseren Umfang die Schuttbedeckung gegen Schluss des Oberrotliegenden erreicht hatte, umso weniger unverwitterter Fels ragte noch auf. Daher beschränkte sich die Arbeit des fliessenden Wassers mehr und mehr auf die Umlagerung und Ausschlammung von Schutthalde und Geröllfeldern, wobei die gröberen Teile, soweit sie nicht zerrieben wurden, weiter getragen, die feineren herausgespült und nach dem Zentrum der Wanne verlagert wurden.

In Vertiefungen konnten sich vergängliche Wassertümpel bilden, in denen sich das von den Regenfluten als feine Trübe mitgeführte tonige Material absetzte (Lehmläichen). Dabei entstanden auf den Schichtflächen Wellenfurchen. Beim Austrocknen zersprangen die Tonschichten, es bildeten sich Trockenrisse. Tonfetzen konnten anderswo in Sanden oder Geröllen als Tongallen eingebettet werden⁴⁾.

Unzweifelhafte Windablagerungen sind aus dem oberen Rotliegenden kaum bekannt. Der Nachweis eines

sten Zentralasiens (u. a. K. Futterer, 1901, 1902, 1905; M. Friedrichsen, 1905; K. Leuchs, 1914) oder die Schuttkegel der Flächenamib (E. Kaiser, 1920, S. 68).

¹⁾ H. Cloos, 1911, S. 27; über ephemere Flüsse in Südafrika siehe ebenda S. 4; — siehe auch F. Jäger, 1921, S. 290; L. Waibel, 1920, S. 337 (Schichtfluten und Torrente).

²⁾ F. Behrend, 1918, S. 158; H. Cloos, 1911, S. 25.

³⁾ Passarge u. a. 1910, S. 110; E. Kaiser, 1920, S. 69.

⁴⁾ Siehe F. Meineke, 1911, S. 261 u. 262 über Vorkommen von Rippelmarken und Trockenrissen in Schiefertönen und von Tongallen in Sandsteinen und Konglomeraten des Oberrotliegenden östlich und südöstlich des Harzes; über Wellenfurchen in Sandsteinen des ro bei Baden-Baden, Eck 1892, S. 66; selbst beobachtete ich Wellenfurchen in feinkörnigen Sandsteinen des jüngsten Oberrotliegenden bei Nierstein a. Rh. (Mainzer Becken); in roten Sandsteinen der Goldlauterer Stufe im Thüringerwalde bei Friedrichsroda finden sich neben Tierfährten ebenfalls flache Wellenfurchen in parallelen Zügen (J. Walther, 1903, S. 143); ebenfalls aus älterem fossilführendem Rotliegenden in Böhmen beschreibt solche E. Suess (1907, S. 810). Wellenfurchen, Trockenrisse und Tongallenschichten Petraschek aus dem Oberrotliegenden von Trautenau (1906, S. 382 [6]). Regentropfeneindrücke aus dem Oberrotliegenden von Tambach J. Walther (1903, S. 146).

Trockenklimas muss sich hier, so paradox es klingt, im wesentlichen auf wässerige Ablagerungen stützen. Immerhin ist bei allerfeinsten Sanden oder Tonen die Möglichkeit äolischer Entstehung wohl nicht immer von vornherein ausgeschlossen. Weithofer nimmt für gleichkörnige, glimmerfreie Arkosen und für glimmerreiche Schiefertonebänke Mittelböhmens Transport und Absatz durch Wind an¹⁾. Es ist mir allerdings keine Beobachtung aus der Gegenwart über Ablagerung von Arkosen durch den Wind in der Wüste bekannt, durch die die Theorie der äolischen Entstehung karbonischer oder permischer Arkosen bestätigt würde. Petraschek gibt an, dass unter den Sandsteinen des oberen Rotliegenden der Gegend von Trautenau sich zweifelhafte Dünen Sandsteine befinden²⁾. Für das Ende des Oberrotliegenden nehmen Meineke und Brandes Dünenbildung an, indem sie Sandsteine im Liegenden des Kupferschiefers als solche auffassen. Stranddünen eines Meeres, in diesem Falle des Zechsteinmeeres, gestatten allerdings keine klimatische Auswertung³⁾. In den feinsandigen Beimengungen des süddeutschen Zechsteindolomites, in den mit diesem wechsellagernden Sand- und Lettenbändern, ferner in den oberen Letten des Zechsteins im Odenwald, Pfälzerwald und Spessart, sowie im Salzton des norddeutschen Zechsteins könnte äolischer, aus den Steppen oder Wüsten Süddeutschlands stammender Sand oder Staub vorliegen. Eine süddeutsche Wüstentafel könnte also den Stoff zur äolischen Eindeckung der nord- und mitteldeutschen Salzlager geliefert haben. Äolischer Ursprung der oberen Letten wird von H. Meyer angenommen⁴⁾. Von chemischen Sedimenten fehlen Salz- und Gipslager, also die Kennzeichen der Vollwüste; nur aus der dolomitischen Stufe des oberen Rotliegenden verzeichnen die Bohrprofile von Rheinfeldern und Ingelfingen ein Gipsvorkommen⁵⁾, dagegen sind für Halbwüsten charakteristische karbonatische Sedimente vorhanden. Da wir ausführlich auf sie zurückkommen müssen, seien sie hier lediglich erwähnt. Echte lakustre Sedimente scheinen sehr selten zu sein. Als solche können Kalke und Dolomite im mittleren ro des Donnerbergbeckens und auch sonst gelegentlich als Zwischenlage auftretende Kalkbänke betrachtet werden⁶⁾.

¹⁾ Weithofer, 1902, S. 415 u. 416.

²⁾ in der 7. Zone des Perms; 1906, S. 382 [6].

³⁾ Meineke, 1911, S. 274; Brandes, 1912, S. 665/67; siehe auch Pompecky, 1914, S. 491.

⁴⁾ H. Meyer, 1913 a, S. 105.

⁵⁾ Siehe u. a. bei Wilser, 1913, S. 11 und O. Fraas, 1859; bei Ingelfingen liegt übrigens möglicherweise Zechstein vor. Thürach gibt als tiefere Schichtenfolge im Oberrotliegenden des Spessarts und der Rheinpfalz „zunächst mächtige rote Schiefertone mit Gips, dann wieder Arkosen und Konglomerate“ an (1918, S. 52). Aus dem Bohrloch von Mellrichstadt führt v. Ammon in den Rötelschiefen des Oberrotliegenden das Vorkommen von Putzen und kleinen Nestern von Anhydrit an, ebenso ein solches von Anhydrit und Calcit in höher, aber doch noch unter dem Mergelschiefer (Kupferschiefer) liegenden Sandsteinen (1901, S. 183 u. 184).

⁶⁾ Reis, 1921, S. 57. .

7. Organische Reste.

Der aus den Sedimenten erschlossene mechanische Gesteinszerfall weist auf das Fehlen einer geschlossenen Pflanzendecke hin. In Uebereinstimmung damit steht die Verkümmernng der Flora und auch Fauna des oberen Rotliegenden im Vergleich zu dem unteren. Im Oberrotliegenden des Schwarzwaldes finden sich Kieselhölzer ziemlich häufig; es wird allerdings z. T. vermutet, dass sie aus dem älteren stammen¹⁾. Eine kleine Flora aus dem Oberrotliegenden von Baden-Baden ist durch Sandberger bekannt geworden: *Walchia pinif.* Schl.; *Odontopteris obtusiloba* Naum. und *Pterophyllum Cottaceanum* v. Gutb.²⁾. Sie fand sich im Herrigbachtälchen, einem Seitentälchen des Gunzenbachs, in den Schiefertönen unter den obersten Konglomeraten, also in den höchsten Schichten des Oberrotliegenden³⁾. Sterzel glaubt allerdings das obere Rotliegende bei Baden-Baden floristisch zu dem mittleren (Lebacher Stufe) stellen zu müssen⁴⁾. Aus dem Oberrotliegenden der Vogesen, des Odenwaldes und Pfälzerwaldes sind Fossilreste nicht bekannt; auch das des Spessarts und der Wetterau ist mit Ausnahme mehr oder weniger häufiger Kieselhölzer (Bücking 1892, S. 127 u. 129; Lepsius, Geol. v. Deutschland I, S. 161) fossilleer. Eine einigermaßen vollständige Fauna und Flora kennt man allein aus dem mittleren Oberrotliegenden der Donnersbergmulde. Das von Gümbel⁵⁾ im Hangenden des Porphyrkonglomerates vom Donnersberg entdeckte und von Reis weiter ausgebeutete sogen. Jakobsweiler Kalkbänkchen, das innerhalb des Donnersbergbeckens eine grössere Verbreitung zeigt, führt Reste von Stegocephalen, einem Proselachier (*Xenacanthus*), *Acanthodes gracilis*, einzelne Paläoniscidenschuppen, Estherien und Candonen, eine Paläanodonta, endlich Spuren von Wurmbohrhöhren. Diese Fauna schliesst sich in ihrer Zusammensetzung an diejenigen des Unterrotliegenden an und ist in ihrer örtlichen Beschränkung wohl gleichfalls als Süswasserfauna zu deuten. Ein etwas tieferer Horizont des mittleren Oberrotliegenden, die sog. Wingertsweiler Tonsteinbank, ist weniger wegen der darin enthaltenen Tierreste (worunter eine Schabe, eine Estherie), als wegen der von O. M. Reis entdeckten und gesammelten, von J. Schuster bearbeiteten Pflanzenreste von Bedeutung. Eine zwischen beiden Horizonten liegende Tonsteinschicht von Heiligenmoschel führt neben Pflanzenresten Paläanodonten⁶⁾. Merkwürdigerweise ist die untere und obere Abteilung des nordpfälzischen Oberrotliegenden fossilarm bzw. -leer: nur Kieselhölzer kommen in der unteren reichlich vor⁷⁾. Die Flora

¹⁾ z. B. M. Bräuhäuser, 1913, S. 40.

²⁾ Sandberger, 1863, S. 9/10.

³⁾ v. Eck, 1887, S. 330.

⁴⁾ Sterzel, 1906, S. 811.

⁵⁾ Gümbel, 1894, S. 989.

⁶⁾ v. Ammon u. s. w., 1910, S. 45/46; O. M. Reis, 1903, S. 121/122, 1912, S. 237 ff; J. Schuster, 1907 b, S. 222 ff. — Siehe bes. Reis, 1921, S. 53 ff.

⁷⁾ O. M. Reis, 1903, S. 121.

des pfälzischen Oberrotliegenden, die von 8 verschiedenen Fundorten stammt, umfasst Pteridophyten (Filicinen, Sphenophyllum, Calamariaceen, Lepidodendrac., Sigillariac.) und Gymnospermen, wovon unter Ginkgoaceen, Walchia, Ullmannia. Die Cordaiten des mittleren Rotliegenden sind verschwunden, dafür tritt eine Zechsteinform (Ullmannia) auf, die nach Ludwig übrigens auch im Oberrotliegenden nördlich des Spessarts vorkommt¹⁾.

Die Plattenkalke des Rotliegenden der Darmstädter Gegend mit einer Süßwasserfauna (Stegocephalen, Ganoiden), Araucariten und Farnen scheinen wenig unterhalb der oder an der Grenze des unteren zum oberen Rotliegenden zu liegen²⁾. Im Oberrotliegenden des Thüringerwaldes sind vereinzelte Zweige von Walchien und Fährten von Stegocephalen in den Tambacher Schichten die einzigen Zeugen organischen Lebens, und auch das Oberrotliegende von Eisenach hat trotz seiner grossen Mächtigkeit noch niemals eine Versteinerung geliefert³⁾. Meineke hebt die vollständige Fossilfreiheit der gesamten Schichtenfolge des Oberrotliegenden von Mansfeld hervor⁴⁾. Vom Kyffhäuser sind die Araucaritenstämme bekannt. Das sächsische Oberrotliegende ist fossilleer⁵⁾.

Ein wichtiger Unterschied des Oberrotliegenden vom unteren besteht darin, dass Kohlenflöze, das Kennzeichen feuchten Klimas, und auch andere Anhäufungen organischer Zersetzungsprodukte, wie bituminöse Schiefertone (sog. Brandschiefer) im ersteren fehlen.

Dass gerade die fossilleeren bzw. armen und von organischer Substanz freien Sedimente des Oberrotliegenden lebhaft Rotfärbung zeigen, während fossilführende ältere Rotliegendeschichten vielfach grau gefärbt sind, weist auf einen Zusammenhang zwischen roter Farbe und Mangel an Organismenresten hin, insofern diese das die Rotfärbung hervorruufende Eisenoxyd, bzw. -hydrat zu Eisenoxydul hätten reduzieren müssen. Schon Grebe macht auf das Eigentümliche aufmerksam, dass im Rotliegenden des Saar-Rheingebietes mit der Verarmung an organischen Resten das Zurücktreten der grauen tonigen Sandsteine und grauen bis schwärzlichen Schiefertone und das Herrschendwerden der Feldspatsandsteine Hand in Hand gehe⁶⁾. Meineke hält den Mangel an reduzierenden Humusstoffen, mit dem jedenfalls zum Teil die rote Farbe der Gesteine im Zusammenhang stehe⁷⁾, für besonders wichtig. Eine Bestätigung für die Richtigkeit der Ansicht, dass die rote Farbe durch den Mangel an organischen Resten mitbedingt ist, liefert die Tatsache, dass das Rotliegende ebenso wie Klippen rötlicher Kulmgrauwacken in den vom

¹⁾ Bücking, 1892, S. 127.

²⁾ G. Klemm, Erl. z. Bl. Messel, S. 13; Erl. z. Bl. Isenburg-Klesterbach. — Im Geol. Führer durch das Großherzogtum Hessen, S. 22 (Darmstadt 1911) rechnet sie Klemm zu den obersten Tholeyer Schichten.

³⁾ J. Walther, 1903, S. 146.

⁴⁾ Meineke, 1911, S. 261.

⁵⁾ Stergel, 1906, S. 811.

⁶⁾ Grebe, 1889 d, S. 5.

⁷⁾ Meineke, 1911, S. 261.

Zechsteinmeer überfluteten Gebieten oberflächlich gebleicht worden sind („Grauliegendes“ gebleichtes Oberrotliegendes), indem offenbar die im Meerwasser enthaltenen organischen Stoffe das Eisenoxyd reduzierten¹⁾. Frech weist darauf hin, dass Kohle und rote Gesteinsfarbe sich gegenseitig ausschliessen²⁾. Begründet ist die Beziehung in der Fähigkeit der organischen Substanz, deren reichliches Vorhandensein Voraussetzung für die Kohlebildung ist, in kolloidalem Zustand Eisen zu lösen und fortzuführen, vor allem aber in der Reduktionswirkung bei der Zersetzung.

Voreilig wäre es aber, umgekehrt aus dem Mangel an organischer Substanz oder aus der roten Farbe allein ohne weiteres zu schliessen, dass organisches Leben gefehlt habe. Findet doch selbst in den Urwäldern der Tropen nur geringe Anhäufung von Humus statt, da die Organismenreste bei der hohen Temperatur völlig verwesen³⁾. Man darf nur folgern, dass entweder die Vegetation und das organische Leben überhaupt dürftig waren oder aber dauernd oder mindestens jahreszeitlich hohe Temperatur geherrscht haben muss, die fast völlige Zersetzung der organischen Substanz bewirkte. Nach G. Wiegner genügt allerdings hohe Temperatur allein nicht zur Zersetzung der organischen Substanz, sondern ist dafür auch Wasser nötig⁴⁾; ohne letzteres ist ja ohnehin reichere Entfaltung des Lebens undenkbar. Also entweder dürftiges Leben oder heissfeuchtes Klima! Immerfeuchtes, gemässigtcs Waldklima dürfen wir also überhaupt ausschliessen, denn dabei hätte, namentlich im flachen Waldberglande, Anhäufung von Humus in sumpfigen Niederungen stattgefunden, ohne dass dieser zersetzt worden wäre. Bei dem heutigen Charakter der Vegetation müssten wir wohl auch semihumides Savannen- oder Schwarzerdeklima ausschliessen, da in diesem etwa reichlich vorhandener Humus erhalten geblieben wäre, eben weil hier in der heissen Jahreszeit das Wasser fehlt. Für das Perm ist aber Vorsicht am Platze, da hier infolge mangelhafter Anpassung der damaligen Pflanzenwelt an die Trockenheit das Leben schwach entfaltet gewesen sein könnte. Schwache Entwicklung der Pflanzenwelt könnten wir allerdings ausser im Trockenklima auch im nivalen gehabt haben. Auf schwache Entfaltung des Lebens deutet der nach Frech unverkennbare, auf ungünstige klimatische Verhältnisse hinweisende Rückgang der Flora⁵⁾. Auch J. Schuster nimmt langsames Absterben der karbonischen Flora im Rotliegenden an⁶⁾.

Aus Jahresringen verkieselter Araucarioxylon-Hölzer⁷⁾ aus dem flözleeren Rotliegenden des Krakauer Gebietes, die Felix „zum Teil“ darin „angedeutet“ fand, folgert v. Lozinski, dass

¹⁾ Liebe, 1884, S. 125; Meineke, 1911, S. 267.

²⁾ Frech, *Lethaea geogn.* I. T. 2. Bd., S. 273.

³⁾ E. Blanck, 1915, S. 293/94.

⁴⁾ G. Wiegner, 1918, u. a. S. 52.

⁵⁾ *Lethaea geogn.*, I. 2. Dyas, S. 454.

⁶⁾ J. Schuster, 1907 b, S. 238.

⁷⁾ Nach J. Schusters plausibler Vermutung stellen diese wahrscheinlich die Stämme der Walchien dar (1907 a, S. 14).

das flözleere Rotliegende in „einer Periode der Klimaabkühlung“ abgelagert worden sei¹⁾. Frech erblickt in den Jahresringen im Holz dyadischer Coniferen eine Hindeutung auf jahreszeitliche Schwankungen des Klimas der Kohlenbildung²⁾. W. Gothan stellt demgegenüber aber fest, dass die paläozoischen Gewächse mit nachträglichem Dickenwachstum keinerlei nennenswerte Zuwachszonenbildung zeigen. Dahingehende Angaben in der Literatur würden einer eingehenden Prüfung nicht standhalten oder sich als Ausnahmeerscheinung darstellen. „Selbst die dicksten Stämme des Carbon und des Rotliegenden von 1 m und mehr Durchmesser (bis 5 m Umfang) lassen keine Zuwachszonenbildung erkennen.“ An tropische Verhältnisse zu denken, sei indess nicht unbedingt nötig; dagegen sei der Schluss unumgänglich, dass die Temperatur dauernd hoch genug gewesen sein muss, um ein ununterbrochenes Wachstum zu ermöglichen³⁾. Die Vermutung R. Eckardts, dass das Wachstum der paläozoischen Bäume bis zu einem gewissen Grade unabhängig vom Klima der Jahreszeiten oder eben in anderer Weise erfolgte als das der heutigen⁴⁾, wird von Gothan scharf zurückgewiesen. J. Schuster meint allerdings, dass Gothan zu weit geht, wenn er den paläozoischen Araucariten die Jahresringbildung schlechtweg abspricht. Wie bei den recenten Arten würde sie innerhalb derselben Art teils fehlen, teils sei sie mangelhaft. Man müsse daher annehmen, dass „das Wachstum mancher paläozoischer Araucariten eine periodische Verlangsamung erfuhr, die allerdings viel geringer ist als bei anderen Nadelhölzern“⁵⁾. Für *Dadoxylon Brandlingi* aus den mittleren Ottweiler Schichten bei St. Ingbert stellt er selbst echte Jahresringe fest, die sich von denen der recenten Araucariten in nichts unterscheiden⁶⁾. Von einer Eiszeit könne aber trotzdem keine Rede sein, denn diese würde Klimaschwankungen voraussetzen, die deutlich abgegrenzte Jahresringe bei den Nadelhölzern hätten hervorrufen müssen. Vielmehr könne daraus, dass bei den Hölzern des Rotliegenden entweder gar keine oder nur schlechte Jahresringe vorkommen, nur auf ein warmes Klima geschlossen werden, und zwar sowohl für das Karbon wie das Rotliegende. Auch sonst biete die Permo-Karbonflora Europas durchaus keine Anhaltspunkte für eine Eiszeit⁷⁾.

¹⁾ v. Lozinski, 1912, S. 215; vgl. J. Felix, 1882, S. 25: „Concentrische Holzzkreise oder Jahresringe konnte ich unter dem Mikroskop nur an einem einzigen Exemplar deutlich wahrnehmen. Mit bloßem Auge sieht man sie häufiger, aber auch nicht gerade sehr oft.“ Ueber Pseudo-Jahresringbildung siehe übrigens J. Schuster, 1907 a, S. 4.

²⁾ Frech, *Lethaea geogn.* I., 2. S. 272.

³⁾ W. Gothan, 1911, S. 442 u. 443.

⁴⁾ R. Eckardt, 1910, S. 33; siehe auch Karbonflora und Klima in Naturwiss. Wochenschr. 1911, S. 668.

⁵⁾ J. Schuster, 1907, S. 5/6.

⁶⁾ ebenda, S. 15.

⁷⁾ J. Schuster, 1907 b, S. 239. Neuerdings verursachte Antevs u. a. durch den Hinweis darauf, daß zahlreiche Tropenbäume deutliche Jahresringe aufweisen, während diese auch in unseren Breiten mitunter sehr schwach ausgeprägt seien, die Bedeutung der Jahresringe für die Beurteilung des Klimas vergangener geologischer Zeiten herabzusetzen (1918, S. 385). Siehe auch über Jahresringe: Frentzen, Buntsandsteinflora v. Baden. Mitt. Bad. L. Bd. 8, S. 144.

Die zahlreichen Pflanzen- und Tierreste des älteren Rotliegenden, besonders auch die darin enthaltenen Kohlenflöze, (daher „Kohlenrotliegendes“) und bituminösen Schiefertone (Brandschiefer von Thüringen, Sachsen, Schlesien, Böhmen), weisen neben anderen Gründen darauf hin, dass in dieser Zeit das Klima nicht dauernd trocken war. Das Klima der Steinkohlenzeit muss zur Bildungszeit der limnischen Flöze feucht gewesen sein. Zwischen diese schaltet sich in den binnenländischen Sedimentbecken des Oberkarbons die flözleere („taube“), aus Sandsteinen und Arkosen mit dazwischengeschalteten Konglomeraten und aus roten Schiefertönen aufgebaute Facies. Sie enthält häufig verkieselte Baumstämme, aber keine Einlagerungen von Kohle, oder wenigstens tritt letztere sehr zurück¹⁾. Frech nimmt dafür vorübergehend heisseres oder trockenes, jedenfalls die Kohlenbildung ausschliessendes Klima, Weithofer sogar Wüstenklima an. Indessen wird man die für ein karbonisches Wüstenklima angeführten Gründe kaum als zureichend ansehen können²⁾. Man wird also nicht fehlgehen, wenn man den Gesamtcharakter des Klimas im Oberkarbon und älteren Rotliegenden als im ganzen feuchter als im oberen Rotliegenden annimmt. Zu ähnlichem Ergebnis kommt J. Schuster auf Grund der Flora des Oberrotliegenden in der bayrischen Rheinpfalz. In der Wärme soll kein grosser Unterschied gegenüber dem Karbon geherrscht haben, dagegen soll für grössere Trockenheit der Ersatz der breitblättrigen Cordaiten durch Coniferen mit der Trockenheit entsprechender Verschmälnerung der Blattspreite (*Walchia*, *Ullmannia*, *Gomphostrobus*) sprechen; andererseits beweise das Vorkommen von Calamiten örtliche Feuchtigkeit³⁾. Sonach wäre für das Karbon und z. T. ältere Rotliegende warmes und feuchtes Klima anzunehmen, das bis zum Oberrotliegenden in ein warmes und trockenes überging. Wenn nun auch die weitverbreiteten fossilen Hölzer des Oberrotliegenden, die kaum alle aus dem älteren aufgearbeitet sein dürften, zeigen, dass Baumwuchs nicht völlig fehlte, so braucht man darum nicht gleich an ein dichtes Waldkleid der Berge zu denken. Die Baumbestände können auf die Ufer von periodischen Wasseradern (Uferwald) oder periodisch wasserführende Lehmsteppen beschränkt gewesen sein. Man gelangt so allerdings zu dem Bilde einer Art Baumsteppe, nicht zu dem einer Vollwüste. In dieser

¹⁾ Weithofer rechnet dazu die mittleren Ottweiler Schichten des Saarbeckens, die Mansfelder Schichten des östlichen Harzvorlandes, die Hexensteinarkosen („versteinerter Wald am Hexenstein“) der niederschlesisch-böhmischen Mulde, die unteren roten Schiefer von Erbdorff, die untere Abteilung von Budweis und die sog. unteren roten Schiefertone oder Teinitzler Schichten in Böhmen und Mähren, dazu ähnliche Bildungen kleinerer Becken (1902, S. 413/14); vgl. die Beschreibung der rund 1000 m mächtigen Ottweiler Sch. (Pötzbergsandst.) auf Bl. Kusel i. d. Pfalz. Erl. 1910, S. 70/71, auch Keßler, 1914, S. 28 ff.

²⁾ Frech, Leth. geogn. I. 2, S. 273; 1911, S. 28; Weithofer, 1902, S. 419; E. Haug, Traité d. G. II, S. 829; Eckardt, 1910, S. 31. Rote Farbe und Fehlen von Kohle scheint auch hier auf den oben (S. 92) erörterten Zusammenhang zwischen Rotfärbung und Gehalt an organischer Substanz hinzuweisen.

³⁾ J. Schuster, 1907 b, S. 238/40; Reis, 1912, S. 244; 1921, S. 41.

wäre Baumwuchs auf Oasen beschränkt gewesen. Das hält J. Schuster aber wegen der Häufigkeit und weiten Verbreitung der Hölzer für das Rotliegende für ausgeschlossen¹⁾).

8. Windpolitur und Windschliff²⁾).

Politur von Geröllen aus dem Oberrotliegenden kann nicht durchweg als Verkieselung aufgefasst werden, da sie sich auch in nicht verkieseltem Gestein findet, da ferner nur vereinzelte Geschiebe und vor allem die kantengeschliffenen den Glanz zeigen, da sie überhaupt mit ganz charakteristischer Flächenskulptur verknüpft ist, da sie sich endlich häufig deutlich auf eine Seite beschränkt. Deecke bezweifelt die Entstehung der Politur durch den Wind, da glänzender, an Wüstenlack erinnernder Ueberzug in Flüssen auf Felsen ebensogut wie im Bereiche der Brandung vorkomme³⁾). Woher aber dann das Zusammenvorkommen der Politur mit der charakteristischen Oberflächenskulptur der Kantengeschiebe? Er scheint aber auch an der Entstehung der Formen durch Windschliff zu zweifeln, da er eine mündliche Aeusserung Gottsches anführt, die sich darauf stützt, dass „nur gewisse dichte Quarzite die schönste Entwicklung der Kanten, und Flächen tragen“ und die Entstehung von „charakteristischen, sich in Kanten schneidenden Flächen“ auf eine „primäre latente Zerklüftung“ zurückführt, die „durch wiederholte Austrocknung und Temperaturwechsel“ in die Erscheinung trete⁴⁾). Gewiss können pyramidale Formen von Geschieben auch durch Klüftung erklärt werden, aber auf diese allein kommt es nicht an, sondern vor allem auf die bezeichnende Beschaffenheit der Kanten und Schliffflächen, die mit derjenigen der recenten Windschliffe übereinstimmt und von der niemand, der einen deutlichen Windschliff aus dem Oberrotliegenden gesehen hat, im Ernste behaupten wird, dass sie nur durch Temperaturwechsel und Austrocknung entstanden sei. Dass die Form durch Bruchflächen stark vorbereitet gewesen sein kann, wird von M. Schmidt hervorgehoben⁵⁾); sie braucht es aber nicht zu sein⁶⁾). J. Walther nennt Dreikanter, die schon früher polygonal waren, unechte⁷⁾). Dass dichte Quarzite vorzüglich die typische Form zeigen, ist jedenfalls in der gleichmässigen Härte und Dichte, weniger in der Klüftung, begründet. Inhomogene harte Gesteine erhalten durch grubige Ausblasung der weichen Mineralien eine narbige Oberfläche, keine glatten Schliffflächen⁸⁾). Schliesslich ist ferner die Feststellung von M. Schmidt, dass manche

¹⁾ J. Schuster, a. a. O.

²⁾ Die Liste der Funde siehe Strigel, 1919, S. 123; seither habe ich auch deutliche Windpolituren an Porphyrgeröllen des Oberrotliegenden im Heidelberger Schlossgarten gefunden.

³⁾ Deecke, 1916, S. 202.

⁴⁾ ebenda, S. 202; siehe aber andererseits 1916, S. 196 u. 162.

⁵⁾ bei Salomon, 1911; vgl. auch Delhaes, 1915, S. 206.

⁶⁾ vgl. Cloos, 1911, S. 67; Pfannkuch, 1913, S. 317.

⁷⁾ 1912a, S. 182.

⁸⁾ Vgl. J. Walther, 1912a, S. 182; Delhaes, 1915, S. 206; Futterer, 1901, S. 204/05; 1905, S. 282; Cloos, 1911, S. 50/54.

Geschiebe im Oberrotliegenden „von einer wohlgeschliffenen, kantenträgenden Oberseite eine ganz unregelmässig gestaltete rohgeformte Unterseite deutlich unterscheiden lassen“¹⁾). Dass nur einzelne Geschiebe angeschliffen sind, erklärt Salomon daraus, dass sie den Schliff erst auf sekundärer Lagerstätte erhielten, wo der Wind nur die an der Oberfläche liegenden Stücke bearbeiten konnte, während die zahlreicheren tieferen keine Formänderung erfahren²⁾). M. Schmidt glaubt auch aus dem Vorkommen gut polierter Windkanter im Schramberger Lager schliessen zu können, dass sie nur dort poliert, also auch geschliffen sein können, da die Politur durch Verwitterung und Transport leicht verloren gehe³⁾).

Dass das Vorkommen von Windkantern allein noch keinen Beweis für Trocken- oder gar Wüstenklima darstellt, ist selbstverständlich; denn Windschliff ist nicht nur in Wüsten und Steppen, sondern überall da möglich, wo oberflächlich Gerölle und lockerer Sand vorhanden sind und die Pflanzendecke schwach entwickelt ist, so in Ueberschwemmungsgebieten von Flüssen oder in circumglacialen Gebieten⁴⁾). Aber in Verbindung mit anderen Umständen stellen sie doch ein ausserordentlich wichtiges Glied in der Beweiskette dar. Dass sie gerade im Oberrotliegenden und in den terrestrischen Sedimenten des Zechsteins, wo auch andere Hinweise auf trockenes Klima in so weiter Verbreitung nachgewiesen sind, ist von Bedeutung. Andererseits sei zum Schlusse auch auf die auffallende Tatsache hingewiesen, dass die Windschliffe in manchen Geröllablagerungen des Oberrotliegenden anscheinend sehr selten sind oder überhaupt fehlen. So hebt O. M. Reis hervor, dass „in dem grossen Bereich der Quarzitkonglomerate im Hangenden der Fossilien führenden Winnweiler Schichten der Pfalz noch kein Windschliff oder sonst Anzeichen starker äolischer Wirkungen nachgewiesen worden“ sei (1912, S. 244).

9. Verkieselung.

Kann man das Vorkommen verkieselter Hölzer und Baumstämme sowie andere Verkieselungen im Rotliegenden als Analoga der recenten Wüstenverkieselung⁵⁾), somit als Zeugnisse eines Wüstenklimas betrachten? Solche sind nun allerdings schon im älteren Rötliegenden häufig; man vergleiche die Reste in den Porphyrtuffen von den Vogesen (Trienbach, Val d'Ajol), vom Schwarzwald, von Neuhilbersdorf bei Chemnitz („versteinerter Wald“), von Pakau in Böhmen, von Autun in Frankreich, aus dem Rotliegenden Galiziens (Felix, 1882, S. 25). von Lozinski bestreitet aber den Zusammenhang dieser Verkieselungen mit Wüstenklima, indem er an Passarges Erklärung der Verkieselung in der Wüste anknüpft, aus der konsequenter Weise sich für das Rotliegende ein grösserer

¹⁾ 1905, S. 28.

²⁾ Salomon, 1911, S. 42.

³⁾ bei Salomon, 1911, S. 42.

⁴⁾ vgl. v. Lozinski, 1912, S. 213; auch Deecke, 1916, S. 248.

⁵⁾ Darüber siehe u. a. Passarge, 1904, S. 612 ff.; Frech, 1911, S. 54 nach Stromer; Weithofer, 1902, S. 416/417.

Niederschlagsreichtum ergeben würde als für das Karbon, was den Tatsachen widerspricht. Sie sollen sich auch ohne ein solches einfach aus dem Kieselsäurereichtum und der Durchlässigkeit des Gesteins, in dem die Hölzer eingebettet worden waren, der Arkosen oder Sandsteine, erklären¹⁾). Für die Verkieselungen des mittleren Rotliegenden, des Höhepunktes des permischen Vulkanismus, ist ohne weiteres zugegeben, dass sie mit Wüstenklima nichts zu tun haben, sondern nur auf die reichliche Kieselsäureförderung durch die Vulkane zurückzuführen sind²⁾). Auch J. Schuster lehnt Wüstenverkieselung für die Hölzer des Rotliegenden ab³⁾). Verkieselungen sind indessen nicht nur in Wüsten, sondern auch in periodisch trockenen heißen Gegenden (Kalahari; Deutsch-Ostafrika) sehr verbreitet, woraus auf einen ursächlichen Zusammenhang zwischen diesem Klima und der Erscheinung zu schliessen ist. Es lässt sich daher vielleicht rechtfertigen, dass man gewisse Verkieselungen im Oberrotliegenden ebenfalls mit einem ähnlichen Klima in Beziehung setzt. Die von v. Lozinski gegen ein Wüstenklima erhobenen Einwände würden hier nicht zutreffen. Wir haben später noch auf die Möglichkeit, dass die Verkieselung der Dolomite der sog. Karneoldolomitstufe des Oberrotliegenden eine an die permische Landoberfläche gebundene Erscheinung darstellt, und auf den möglichen Zusammenhang zwischen ihr und dem Trockenklima des Perms zurückzukommen. Verkieselte Coniferenreste bergen auch die meist rotgefärbten und reichlich Feldspat führenden Gesteine der flözleeren Stufe des Oberkarbons. Daraus muss man schliessen, dass die gleichen Bedingungen, die Kohlebildung hemmten, offenbar, wie der Rotfärbung und physikalischen Verwitterung bzw. Arkosenbildung, so auch der Verkieselung förderlich waren,

Ergebnis der Klimauntersuchung für das Oberrotliegende.

Die Beschaffenheit der mechanischen Sedimente weist mit ziemlicher Sicherheit auf trockenes Klima hin, ebenso die Verteilung von Abtragung und Aufschüttung (Punkte 2 und 6). Von den anderen in Betracht kommenden Punkten würde mit Ausnahme vielleicht der am wenigsten beweiskräftigen Verkieselungserscheinungen (Punkt 9) jeder für sich allein nur eine Wahrscheinlichkeit ergeben, aber in ihrer Gesamtheit fallen sie doch stark zugunsten der ariden Theorie in die Wagschale. Im ganzen erscheint also ein Trockenklima für das obere Rotliegende, soweit es überhaupt in paläoklimatischen Fragen möglich ist, wohlbegründet. Vollwüste ist indes ausgeschlossen, hauptsächlich wegen des Fehlens von Salz- oder Gipsablagerungen, auch wegen des Charakters der Flora. Es kann nur ein Halbwüstenklima geherrscht haben, ein Klima mit wechselnden Trocken- und Regenzeiten, wobei es natürlich nahe liegt, sich diesen Wechsel periodisch, jahreszeitlich zu denken.

¹⁾ v. Lozinski, 1912, S. 213.

²⁾ Benecke und van Werveke, 1892, S. 99; Felix, 1887, S. 128 ff; Sterzel, 1902.

³⁾ J. Schuster, 1907 b, S. 239.

Eine geschlossene Vegetationsdecke ist nicht wahrscheinlich, schon vielleicht aus dem Grunde, weil die permische Pflanzenwelt der Trockenheit weniger gut angepasst war, als die heutige und daher weniger imstande war, den Boden mit einem dichten Kleid zu überziehen. Wir haben uns die oberpermische Halbwüste als pflanzenarme Steppe vorzustellen, wahrscheinlich nicht baumlos, sondern mit zerstreuten Baumbeständen.

Wesentlich für sie ist zeitweise verhältnismässig grosser Wasserreichtum einerseits und Mangel einer geschlossenen Vegetationsdecke andererseits. Darin liegt meines Erachtens der Schlüssel für das Verständnis der intensiven Abtragung im Perm und die dadurch bewirkte starke Verebnung des Landes, die sich in der ausserordentlichen Verbreitung von Rumpfflächen gerade aus permischer Zeit bekundet.

Wie konnte aber bei zeitweisem Wasserreichtum überhaupt arider Zustand herrschen? Dies war nur möglich bei mindestens jahreszeitlich hoher Luftwärme. Darauf lässt auch die Rotfärbung schliessen.

Das Klima des Zechsteins.

Für den mittleren und oberen Zechstein nimmt J. Walther an, dass das südliche Nordeuropa eine abflusslose Wüste darstellte, und dass die Salzlager Norddeutschlands durch wiederholte Eindampfung eines grossen Wüstensees etwa der doppelten Grösse des Kaspisees, der aus einer im unteren Zechstein vorhandenen Bucht des nordischen Ozeans durch Abschnürung zu Beginn des mittleren Zechsteins hervorgegangen, entstanden seien. Die Salzlager sollen kaum den 50. Teil der Fläche des Wüstensees bedecken, der im Osten durch die Ketten des Urals, im Süden durch die böhmische Masse und das vindelizische Gebirge und im Westen durch die armorikanischen Ketten Frankreichs, Belgiens, Südens und Irlands abgeschlossen und rings von einem Wüstenlande umgeben gewesen sei. Doch seien die Randgebirge nicht frei von Niederschlägen gewesen, sondern hätten, wie Geröllablagerungen z. B. bei Frankenberg am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges dartun, zahlreiche periodische oder sogar dauernde Flüsse in das Becken hinabgeschickt, deren Wassermenge aber durch die starke Verdunstung ganz oder grösstenteils aufgezehrt wurde¹⁾.

Die Barrentheorie von Ochsenius lässt dagegen die Verbindung mit dem Weltmeer bestehen und die Salze auf dem Grunde einer Meeresbucht sich abscheiden. Sie braucht dieser keine so grosse Ausdehnung zu geben wie Walther seinem Salzsee²⁾. So

¹⁾ J. Walther, 1912 b, S. 94 u. 95, 1908, S. 371.

²⁾ Siehe Beyschlags allg. geolog. Einführung in Everding, z. Geologie d. deutsch. Zechsteinsalze 1907, S. 1 ff und Karte der mutmassl. Umgrenzung des Zechsteinmeeres; die Südgrenze ist hier übrigens nicht ganz richtig angegeben.

wird nach Everding die Westgrenze durch die niederrheinische, die Südgrenze durch die oberrheinische Masse gebildet. Arrhenius-Lachmann führen gegen die Wüsten-theorie die Mengen der aufgespeicherten Salze, für die Barrentheorie „die räumliche Identität zwischen der Ausdehnung der Salzlager und der bekannten Ausdehnung der marinen Sedimente“ an¹⁾. Gegen die Theorie Walthers spricht nach Andrée die grosse Verbreitung der Zechsteinsalze nach Westen bis über die holländische, nach Osten bis an die russische Grenze, wohl weil dafür selbst ein Wüsten-see von dem von Walther angenommenen Umfange nicht ausgereicht hätte²⁾.

Aber auch die Barrentheorie verlangt „ein regenarmes Klima und möglichste Abwesenheit von Süsswasserzuflüssen in die Meeresbucht“³⁾. Das Klima braucht nicht absolut genommen regenarm gewesen zu sein, sondern nur im Verhältnis zu der Stärke der Verdunstung. Uebrigens kann sie nur in Verbindung mit der Wüsten-theorie allen Tatsachen gerecht werden. Zur Erklärung der Kalimuttersalzbildung muss nach Everding⁴⁾ eine Periode der Hebung angenommen werden, die zur Abschnürung vom Ozean und schliesslich sogar zur Eindampfung⁵⁾ führte. Das gehobene Gebiet nahm ebenso wie die Umgebung Wüstencharakter an. Heftige Stürme trugen aus der umgebenden Wüste Sand und Staub herbei und verwandelten das Zechsteinmeeresgebiet in eine Salztonwüste⁶⁾. In dem durch erneute Senkung und Ueberflutung entstandenen Becken schlug sich die sogenannte jüngere Salzfolge nieder. Auch dieses Becken wurde am Schlusse der Zechsteinzeit nach Beyerschlag⁷⁾ „teils durch Füllung, teils durch Hebung zur Salz-wüste“ (von mir gesperrt: Verf.), „über der die Letten und der Sandstein der Buntsandsteinformation sich ausbreiten.“ Funde von marinen Fossilien in den überlagernden Schichten, so durch Zimmermann im grauen Salzton (Salzmergel und Dolomiten) über dem Hauptkalisalzlager, durch H. Meyer in Dolomitbänken der oberen Letten (Bryozoen, 2 m unter der Buntsandsteingrenze im Spessart) beweisen es übrigens, dass die Tone im Hangenden nicht auf dem Lande, sondern imiedereinbrechenden Meere abgesetzt wurden⁸⁾.

Die Untersuchungen van't Hoff's weisen darauf hin, dass sich die Ausscheidung der Kalisalze unter sehr hohen Temperaturen vollzogen hat (van't Hoffit bei fast 50°, Hartsalz über 72°). Man hat darin einen Beweis des Wüstenklimas der oberen Zechsteinzeit erblickt. Everding hält es aber für ausgeschlossen, dass die Temperatur von 73°—83° „für die gesamte, gewiss nach Jahrhunderten zu bemessende Zeitdauer der Descen-

¹⁾ Everding, 1912, S. 141/43.

²⁾ Andrée, 1914 a, S. 71.

³⁾ Everding, 1907, S. 38.

⁴⁾ Everding, 1907, S. 63.

⁵⁾ Everding, 1907, S. 73 u. S. 87/88.

⁶⁾ Everding, 1907, S. 63; Milch, 1912, S. 125 u. 133.

⁷⁾ in Everding, 1907, S. 4.

⁸⁾ Zimmermann, 1904, S. 47; H. Meyer, 1915 b, S. 121.

denzperiode durchweg die untere Wärmegrenze gebildet habe“, wie man danach annehmen müsste, und glaubt, dass es in der Natur noch andere Gründe für die Ausscheidung des Magnesiumsulfat-Monohydrats gegeben haben müsse, als sie heute der chemischen Forschung bekannt sind¹⁾. Milch nimmt Durchschnittstemperaturen von 50° für die Bildung des Stassfurter Lagers an. Noch höhere Temperaturen hält er zwar auf weitere Strecken und für die normalen Abscheidungen des Barrenmeeres für ausgeschlossen, aber nicht für einzelne flache Salzpfannen an der Erdoberfläche. Das Hartsalz, für das besonders hohe Temperaturen gefordert werden, soll sich aber gerade durch Eindampfung von Salzlagunen an der Oberfläche unter einem Wüstenklima gebildet haben. Er weist auf die Salzseen in Ungarn und Siebenbürgen hin, wo man tatsächlich ähnlich hohe Temperaturen beobachtet habe²⁾.

Milch schliesst sich hier hierbei an Erdmann an, der die Verhältnisse ostsiebenbürgischer und ungarischer Salzseen, in denen unter einer dünnen Süsswasserschicht die Temperatur auf 71° und der Kochsalzgehalt auf 23—24 % steigen kann, auf das Zechsteinmeer übertrug. Pompeckj erhebt aber dagegen eine Reihe von Einwänden, u. a. dass die Süsswasserdecke die Verdunstung und weitere Konzentration verhindern würde. Auch er glaubt nicht, dass die durch die bekannten Experimente geforderten hohen Temperaturen zur Zechsteinzeit tatsächlich geherrscht haben, sondern dass die Natur wahrscheinlich einen anderen Weg eingeschlagen habe, als den durch das Experiment gefundenen³⁾. Von verschiedenen Seiten, so von H. E. Boeke, Arrhenius - Lachmann und K. Andree wurde darauf aufmerksam gemacht, dass die verlangten hohen Temperaturen erst nachträglich nach der Eindeckung mit mächtigen, jüngeren Sedimenten durch Thermometamorphose eingetreten sein können⁴⁾. Arrhenius-Lachmann nehmen sogar die Temperaturen der Lösung aus der sich die Salze niederschlugen, entsprechend der damaligen Jahresisotherme der Luft nur zu etwa 10° C. an⁵⁾. Sie scheinen aber damit in das entgegengesetzte Extrem zu verfallen. Denn, wie die gleichzeitigen terrestrischen Sedimente zeigen, sind mindestens zeitweise Niederschläge in grösserer Menge gefallen. Es ist nicht gut denkbar, dass dann bei solch tiefer Jahrestemperatur überhaupt arider Zustand, den auch Arrhenius - Lachmann als Bedingung für die Salzausscheidung voraussetzen, eingetreten und hinreichende Konzentration durch Verdunstung erreicht worden wäre.

Weiter ist als wichtig für die Beurteilung des Zechsteinklimas das Alternieren von Steinsalz- und Anhydritlagen in der Anhydritregion der älteren Salzfolge oder von Steinsalz- und Polyhalitlagen beim jüngeren Steinsalz angesehen worden. Man hat es als

¹⁾ Everding, 1907, S. 83.

²⁾ Milch, 1912, S. 123.

³⁾ Pompeckj, 1911, S. 166. Siehe auch E. Seidl, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 65, 1913.

⁴⁾ S. Arrhenius - R. Lachmann, 1912, S. 148 ff; K. Andree, 1913, S. 122 u. 1914 a, S. 471 u. 1914 b, S. 147.

⁵⁾ Arrhenius - Lachmann, 1912, S. 48.

die Erscheinung der Jahresringe gedeutet. Nach Precht sind, da die Anhydritbildung durch hohe, die Salzausscheidung aber durch geringe Temperatur begünstigt wird, die Anhydritlagen während der heissen, die Salzlagen während der kalten Jahreszeiten entstanden¹⁾. Aehnlich wird die Anordnung von Karnallit und Kieserit in wechselnden Lagen von Everding auf die Temperaturdifferenz der Jahreszeiten und das dadurch bewirkte Oszillieren der Sättigungspunkte zurückgeführt²⁾. Wenn diese Erklärungen zutreffen, hätten wir für Mitteleuropa während der oberen Zechsteinzeit ein Trockenklima mit starken jahreszeitlichen Temperaturschwankungen anzunehmen; ein tropisch-arides Klima käme also nicht in Frage. J. Walther erklärt das Auftreten der Anhydrit- bzw. Polyhalitschnüre durch stetige Schwankungen des Wasser- und Salzgehaltes der periodischen Flüsse unter dem Einflusse der Jahreszeiten, wodurch sich vorübergehend die Bedingungen für die Abscheidung änderten³⁾. E. Zimmermann glaubt aber den periodischen Wechsel der Ausscheidungsbedingungen, der zur Jahresringbildung führte, durch „monsunartige regelmässige Winde“, die die Barre zwischen dem offenen Meere und dem Meeresbusen abwechselnd öffneten und schlossen, erklären zu können⁴⁾. Dazu wären wohl keine so bedeutenden jahreszeitlichen Temperaturschwankungen, wie sie den gemässigten Zonen eigen sind, notwendig; also wäre tropisches Klima nicht ausgeschlossen.

Die Saar - Saale - Mulde des Rotliegenden hatte dem Zechsteinmeere als Eintrittspforte gedient und erst allmählich überschritt es deren Ränder. Während aber die Schwellen der rheinischen und böhmischen Masse ihm, von unbedeutenden randlichen Ueberflutungen abgesehen, Halt geboten, wurde die ober-rheinische im oberen Zechstein, vermutlich bis zu einer Linie Landau-Heilbronn-Ingelfingen a. Kocher und vielleicht Nürnberg, überflutet. Der Spessart tauchte schon im unteren Zechstein unter, ebenso das östlich anschliessende Franken bis zum Frankenwald⁵⁾. Hier im Süden kam es ebenfalls zur Ausscheidung von Salzen, sogar von Kali. In der Wetterau sind durch Bohrungen Salz und Gips nachgewiesen, und zwar findet sich der Salzhorizont hier nach H. Meyer in den unteren Letten, der tiefsten Stufe des oberen Zechsteins (Salzton). Am Nordrande des Spessarts bei Orb und Soden ist das Salzlager noch als Salzton vorhanden. Aus Auslaugungen an der Grenze der Dolomite des oberen Zechsteins gegen die überlagernden bunten Letten, sog. oberen Letten, im Spessart schliesst H. Meyer auf ursprüngliches Vorhandensein eines Gips- und Salzhorizontes an der unteren Grenze der oberen Letten. Noch südlich von Aschaffenburg, bei Sodenthal, entspringt eine Solquelle. Da wir nun östlich des Spessarts die Sole von Kissingen⁶⁾

¹⁾ Siehe Everding, 1907, S. 43.

²⁾ Everding, 1907, S. 47.

³⁾ J. Walther, 1912 b, S. 95.

⁴⁾ E. Zimmermann, 1913, S. 357 ff.

⁵⁾ v. Ammon, 1901.

⁶⁾ Vgl. auch Steinsalz-Pseudomorphosen im Zechstein bei Burggrub in Oberfranken (Gümbel, 1879, S. 582).

haben, vermutet Thü r a c h , dass sich das Salzlager des Zechsteins von hier südwestlich und westlich im Untergrunde weiter verbreite. Es soll sich allerdings kein geschlossenes Salzbecken über das ganze Gebiet erstreckt haben, sondern sollen „entweder getrennt entstandene Salzbecken“ vorliegen „oder wahrscheinlich alte von Salzbecken erfüllte Meeresbuchten, die erst weiter östlich eine Verbindung unter sich und mit der grossen südthüringischen Bucht besassen.“ Bei der Salzquelle von Eberbach i. O. könnte man an einen Ursprung der Sole aus unterirdischen Salzlagern des Zechsteins im Odenwalde denken¹⁾.

Weiter östlich unter der schwäbisch-fränkischen Triastafel ist die Südgrenze des Zechsteinmeeres und damit der Salzführung durch die Bohrungen von Heilbronn und Ingelfingen gezogen, bei denen, wenn überhaupt Zechstein, so jedenfalls kein Salzlager oder Salzton angetroffen wurde²⁾.

H. Meyer glaubt die Annahme Walthers , dass das nord-europäische Salzwasserbecken nicht mehr in offener Verbindung mit dem Weltmeer stand, vielmehr endgültig vom Ozean abgeschnitten war und rings von einem Wüstenland umgeben sein Eigendasein führte, durch die Gesteine des oberen Zechsteins am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges beweisen zu können. Fast der ganze obere Zechstein zwischen Frankenberg und Lollar, der hauptsächlich aus Konglomeraten (Breccien), Arkosesandsteinen und Letten von roter Farbe und nur wenig Kalk- oder Dolomit zusammengesetzt ist, ist nach seiner Auffassung überhaupt nicht im Meere, sondern auf dem Lande abgelagert. Mit vollkommener Sicherheit gilt es von den unteren Konglomeraten des so für die ganze Strecke Frankenberg-Giessen. Sie bestehen häufig „aus wirr angehäuften, ganz grobbankigen, eckigen Gesteinsbruchstücken mit einem ganz zurücktretenden sandigen Bindemittel“³⁾. Diese Trümmergesteine stellen nach Meyer unter aridem Klima durch physikalischen Gesteinszerfall entstandenen Verwitterungsschutt dar, der durch plötzlich fallende Niederschläge eine kurze Strecke transportiert und dann abgesetzt wurde, als die Verdunstung der Niederschlag aufgezehrt hatte⁴⁾. Bei Frankenberg an der Ederbrücke zeigen die Geschiebe des unteren Konglomerates vielfach einen auffälligen politurartigen Glanz und eine narbenartige Beschaffenheit der Oberfläche, also Bearbeitung durch den Wind, auch Andeutung von Kantengeschieben findet sich. 8 von 10 Geschieben zeigen Windpolitur⁵⁾. Die Pflanzenreste in den Letten des oberen Zechsteins bei Frankenberg („Frankenberger Kornähren“) zeigen übrigens, dass Pflanzenwuchs im oberen Zechstein auf dem benachbarten Lande nicht fehlte.

¹⁾ H. Meyer, 1913a, S. 69; 1913b, S. 743/44; 1915, S. 21; H. Thü r a c h , 1901, S. 108 ff; A. Steuer, 1906, S. 35; dieser nimmt allerdings nicht an, daß das Salz der Eberbacher Quelle aus dem Zechstein stamme.

²⁾ Bei Ingelfingen Spuren von Gips (siehe oben, S. 90).

³⁾ H. Meyer, 1911 a, S. 183.

⁴⁾ H. Meyer, 1911 a, S. 183—185; 1910, S. 417.

⁵⁾ H. Meyer, 1910, S. 391 u. 1911 a, S. 181/182.

Auch am W- und O-Rande der böhmischen Masse tragen nach H. Meyer die grobklastischen Gesteine des oberen Zechsteins den gleichen Charakter und sind folglich auf gleiche Weise und unter gleichem Klima entstanden).

Terrestrische Sedimente vom NO-Rande der böhmischen Masse beschreibt H. Scupin²⁾). Im Gebiete der mittelsudetischen Mulde bei Schömberg-Friedland ist fast der ganze Zechstein kalkig-konglomeratisch ausgebildet³⁾ und nach Scupin kontinental unter Wüstenklima entstanden. Dafür spricht „in erster Linie das Vorkommen ausgezeichneter Dreikanter im Kalkkonglomerat von Trautliebersdorf unweit Friedland, sodann das ausserordentlich häufige Auftreten von Gesteinstrümmern mit scharf scharfer Kante, die durchaus den Eindruck von Gesteinsstücken machen, die unter wechselnder Sonnenbestrahlung in trockenem Klima zersprungen sind und erst später durch zeitweise auftretende Wassermassen verkittet wurden. Weiter finden sich zwischen den einzelnen Bänken sandige Nester mit Kreuzschichtung, die auf lokale Einwehung oder Einspülung hindeuten“⁴⁾). Ja, auch nördlich des Riesengebirges im Gebiete der nordsudetischen Mulde muss das Kalkkonglomerat, das hier den unteren und mittleren Zechstein ganz oder teilweise vertritt, auf dem Lande abgelagert sein, da es ebenfalls gute Dreikanter führt, z. B. östlich der Katzbach bei Konradswaldau nördlich Schönau. Zu Beginn des oberen Zechsteins zog sich sogar vorübergehend das Meer aus dem ganzen nördlichen Vorlande des Riesengebirges zurück, und auf dem trockengelegten Lande lagerten sich sogenannte „rote Zwischenschichten“, 6–8 m rote Sandsteine, die mit Ausnahme der untersten noch marine Fossilien führenden Schichten „rote klastische Wüstensedimente“ darstellen, ab. „Die Eintrocknung zurückbleibender Pfannen führt jetzt auch zu Gipsbildungen; Steinsalzpsedomorphosen weisen auf Salzausscheidungen im Schlamm gelegentlicher Wasseransammlungen hin“⁵⁾). Nach einem letzten und stärksten Vorstoss zog sich das Meer noch im oberen Zechstein endgültig zurück, und aufs neue entstanden Wüstensedimente „und zwar in einer Anhäufung, die alle anderen Zechsteingegenden Deutschlands in dieser Hinsicht übertrifft“⁶⁾). Es sind rote Sandsteine mit roten Letten, welche letztere gelegentlich Steinsalzpsedomorphosen führen, der sogenannte „obere Zechsandstein“ (etwa 60 m mächtig). Petrographisch unterscheidet er sich in nichts vom Buntsandstein und zeigt in gleicher Weise auch Kreuzschichtung, Tongallenbildung sowie ebenfalls gelegentlich Abdrücke von Steinsalzwürfeln. Daher wurde er früher ebenso wie die tieferliegenden „roten Zwischenschichten“ (= unterer Zechsteinsandstein zum Buntsandstein gestellt. H. Scupin betrachtet die Schichten des oberen Zechsteinsandsteins im wesent-

¹⁾ H. Meyer, 1912, S. 143.

²⁾ H. Scupin, 1916, S. 1266 ff.

³⁾ G. Berg, 1905; E. Zimmermann u. G. Berg, 1907.

⁴⁾ H. Scupin, a. a. O. S. 1273.

⁵⁾ H. Scupin, a. a. O., S. 1275.

⁶⁾ ebenda.

lichen als „klastische Ablagerungen, die vielfach in periodische Wasseransammlungen hineingeweht sein mögen.“ Er enthält aber in seinen höheren Teilen auch chemische Sedimente in Gestalt von klotzigen Dolomitbänken und Einlagerungen eines plattigen, oft zuckerkörnigen Dolomites in dünnen Bänken. Sie sollen aus den periodischen Wasseransammlungen ausgeschieden worden sein. Das Gebiet der mittelsudetischen oder Braunauer Mulde war während der ganzen Zechsteinzeit Land geblieben, und hier besteht der Zechstein daher nur aus terrestrischen Bildungen. „Ohne wesentliche klimatische Aenderungen vollzieht sich schliesslich der Uebergang in die Buntsandsteinzeit. Scupin nimmt also für diese Gegend kein Feuchterwerden des Klimas zu Beginn des Buntsandsteins an. Nach Frech findet die Trockenheit des Klimas im oberen Zechstein ihren deutlichsten Ausdruck in der Verarmung der Flora. Von der Flora des Rotliegenden haben sich angeblich nur verkümmerte Ueberreste erhalten¹⁾).

Somit kann als sicher gelten, dass in ganz Deutschland im oberen Zechstein ein trockenes Klima herrschte. Im unteren und mittleren, namentlich im unteren, könnte man als Folge der Transgression des Meeres eine Zunahme der Luftfeuchtigkeit und der Niederschläge vermuten. Terrestrische Sedimente aus dieser Zeit, die einen Schlüssel zur Lösung der Frage liefern könnten, beschreibt allein Scupin aus Niederschlesien. Er scheint aber, wenn ich ihn richtig verstanden habe, auch für den unteren und mittleren Zechstein keine einschneidende Klimaänderung auf der schlesisch-böhmischen Landmasse anzunehmen. Es sind vielleicht auch noch an anderen Stellen der Umrandung des Zechsteinmeeres gleichalterige Sedimente vorhanden, aber sie lassen sich von den älteren oder jüngeren infolge übereinstimmender Beschaffenheit nicht abtrennen, was allerdings nicht auf einen Klimawechsel hindeuten würde. Bei den marinen Sedimenten fehlt die konglomeratische Uferfazies. Wir haben nur an der Basis geringmächtige Transgressionskonglomerate bzw. -breccien, die durch Abrasion der Küste oder durch Aufarbeitung vorhandenen Schuttes entstanden sein können. Man sollte denken, dass sich unter der Einwirkung eines feuchten Klimas auf den Bergländern rings um das Zechsteinbecken ein System von Flüssen, die Gerölle nach der Küste verfrachteten, entwickelt hätte. Als einziger Beweis von dem Vorhandensein eines Flusses finden sich nach H. Meyer bei Stockheim und Selters in der Wetterau im Zechsteinkonglomerat das zu deutliche Flussgerölle mit marinen gemischt. Ein vom Taunus herabkommender Fluss muss sie hier abgelagert haben. „Ähnliche ist in Deutschland sonst nicht bekannt“²⁾). Kupferschiefer und Kupferletten enthalten nur allerfeinste Trübe: Ton, Quarzsplittchen, Glimmerschüppchen. Die zahlreichen Reste von Landpflanzen im Kupferschiefer beweisen, dass Vegetation auf dem Lande nicht

¹⁾ Frech, Leth. geogn. I. 2. Dyas, S. 557.

²⁾ H. Meyer, 1915, S. 22; E. Kaiser u. H. Meyer, 1913, S. 18/19, H. Meyer, 1913 a, S. 62 u. 68.

ganz fehlte¹⁾). Ausserdem sollen nach Pompeckj Landtiere in das Kupferschiefermeer eingeschwemmt worden sein, die Fische namentlich „höchstwahrscheinlich zum allergrössten Teile Landwässern entstammen“²⁾). J. Walther bezeichnet dieses Meer als „eine brackische Seefläche“, die gegen den Ozean bereits abgeschlossen war³⁾). Pompeckj glaubt zur Erklärung der bionomischen Verhältnisse und der Vorgänge der Gesteinsbildung im Kupferschiefermeer ähnliche Verhältnisse wie im Schwarzen Meer annehmen zu müssen, d. h. eine Decke von Süsswasser oder mindestens sehr salzarmen Wasser über schwerem salzreichen Wasser. Als Beweis für den Zufluss von Süsswasser führt er ausser Landpflanzen und -tieren das Ton- und Quarzmaterial des Kupferschiefers an, besonders die weite Verbreitung der sehr feinkörnigen Sedimentmassen, die gegen Ablagerung im Salzwasser des Meeres spreche, da in diesem die feine Flusstrübe in schmalen Gürteln niedergeschlagen werde⁴⁾). An Verwehung durch den Wind scheint er dabei nicht zu denken. Bei feuchtem Klima müsste man demnach annehmen, dass sich die Umgebung des Kupferschiefermeeres nur wenig über den Meeresspiegel erhob, vielleicht weil sie bis zu diesem Niveau abgetragen war, sodass die Flüsse nur noch ganz geringes Gefälle hatten. Im rheinischen Schiefergebirge stellt auch nach Beobachtungen von H. Meyer die Auflagerungsfläche des so auf älterem Paläozoikum trotz der Täler und einzelner aufragender Klippen eine deutliche Abtragungsebene dar⁵⁾). Der Kupferschiefer kann, namentlich am Südwestrande des Thüringerwaldes, durch sandige, kalkige und dolomitische Gesteine, lokal auch durch buntgefärbte Letten vertreten werden⁶⁾). Im mittleren Zechstein begegnen wir nur in der Wetterau und im südwestlichen Thüringen⁷⁾ einer tonig-lettigen Ausbildung, sonst der kalkig-dolomitischen. Dies lässt nicht auf reichlichen Wasserzufluss vom Lande während des mittleren Zechsteins schliessen, namentlich da ja auch jetzt die Gips- und Salzausscheidung im Becken beginnt. Auf der eben entstandenen rheinischen Landmasse herrschte nach H. Meyer im unteren und mittleren Zechstein in Bezug auf Abtragung Gleichgewichtszustand, der sich erst gegen Ende Perms ver-

¹⁾ Ueber Landpflanzen im Zechstein der Wetterau siehe H. Meyer, 1910, S. 439.

²⁾ J. F. Pompeckj, 1914, S. 482.

³⁾ J. Walther, 1912 b, S. 92; an anderer Stelle bezeichnet er es als Sumpf; 1908, S. 300; siehe Geipel, Ueber die Rücken im Mansfeldschen Revier, Nat. Wochenschr. 1919, S. 658. Hier erklärt J. Walther angeblich in der Diskussion, dass der Kupferschiefer keine Meeresbildung und der „Kupferschiefersee“ nur einige Meter tief gewesen sei. Die marinen Fossilien seien durch die Bildung des Kupferschiefers zum Absterben gelangt, „wogegen die Bewohner der süßen Gewässer des Rotliegenden Festlandes sich vermehren konnten“.

⁴⁾ Pompeckj, a. a. O., S. 482.

⁵⁾ H. Meyer, 1911 b, S. 47; siehe auch Andrée, 1912, S. 250, Anmerkung).

⁶⁾ Pompeckj, 1914, S. 452.

⁷⁾ H. Meyer, 1913 a, S. 80/81 u. 1915, S. 21/22.

schob¹⁾. Besonders auffallend ist die Dolomitfazies, die sich, wie H. Meyer angibt, im Spessart südlich Haingründau vom Beginn des mittleren Zechsteins an entwickelt und bis in den oberen anhält und in diesem auch weiter nach Süden greift, soweit als das Zechsteinmeer überhaupt vordringt (süddeutsche Dolomitfazies des Zechsteins). Nur an wenigen Punkten finden sich sandige Dolomite oder dolomitische Sandsteine, z. B. bei Bokkenrod im Spessart²⁾. Es ist daher kaum anzunehmen, dass sich von der oberrheinischen Landmasse grössere Flüsse in das nördliche davon gelegene Zechsteinbecken ergossen haben, weder für den mittleren, noch für den oberen Zechstein.

Man wird also vielleicht sagen können, dass die Ausbildung der marinen Sedimente vom Beginn des mittleren Zechsteins ab nicht für ein feuchtes Klima spricht, in der Kupferschieferzeit anderseits gegen ein vollarides. Ein semiarides scheint mir dagegen für den unteren Zechstein nicht ausgeschlossen, da bei einem solchen auch einige Süswasserzufuhr zum Meere stattgefunden und vereinzelt Pflanzenwuchs auf dem Lande und tierisches Leben in Landwässern geherrscht haben kann, da ferner die weite Verbreitung allerfeinster Sedimente auch durch Verwehung von Staub durch den Wind bewirkt werden kann.

Ein Fechterwerden des Klimas im unteren Zechstein hätte sich auch auf den Randländern des Beckens, auch wenn diese stark abgetragen gewesen wären und sich nur wenig über den Spiegel des Zechsteinmeeres erhoben hätten, durch Flusserosion oder Flussauffschüttung bemerkbar machen können. Im ersteren Falle müssten in den Gebieten, wo „Rotliegendes“ unmittelbar ohne Zwischenlagerung marinen Zechsteins in Buntsandstein übergeht, spätere Sedimente mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf dem ausgefurchten Rotliegenden auflagern. Dies ist aber im Süden nicht beobachtet³⁾. Oder die Erosion hätte bis zur Ausbildung einer Abtragungsebene fortwirken können. Als solche könnte man ja nun die prätriadische Abrasionsfläche ansehen. Das erodierte Material müsste man aber dann als Sediment am Grunde des Zechsteinmeeres antreffen. Wir haben aber eben gehört, dass nur wenig klastisches Material abgesetzt wurde. Oder wurde dieses etwa am Rand des Meeres auf dem Lande abgesetzt und liegt in den roten Sandsteinen und Tonen des obersten Oberrotliegenden („Rötelschiefer“, „Kreuznacher Schichten“), die ja Leppla als Vertretung des Zechsteins angesehen wissen wollte⁴⁾. vor? Die unter dem Niveau des Kupferschiefers lagernden roten Sandsteine der Wetterau kämen schon nicht mehr dafür in Betracht. Diese Möglichkeit völlig auszuschliessen, ist ja natürlich schwierig. Es wäre immerhin als merkwürdig zu bezeichnen, dass die Flüsse nicht auch noch Schlamm in das Meer getragen hätten. Vor allem wird man aber Bedenken tragen, so gleichartigen und in

¹⁾ H. Meyer, 1910, S. 393.

²⁾ H. Meyer, 1915, S. 23.

³⁾ Womit nicht behauptet sei, daß solche Erosionsdiskordanzen allein zum Nachweise feuchten Klimas ausreichen.

⁴⁾ Leppla, u. a. 1889, S. 48.

unmittelbarem Zusammenhang stehenden Bildungen in benachbarten Gebieten wie Saar-Nahegegend, Mainzer Becken und Wetterau verschiedenes geologisches Alter zuzuschreiben. Die als etwaige Zechsteinäquivalente im Schwarzwald oder Odenwald in Frage kommenden feinkörnigen obersten Schichten des „ro“ sind kaum als echte fluvatile Bildungen anzusehen. Daher ist auch nicht anzunehmen, dass hier fluvatile Aufschüttung im unteren Zechstein stattfand.

So glaube ich, dass die bis jetzt bekannten Tatsachen nicht zur Einschaltung einer feuchten Klimaperiode im unteren Zechstein zwingen und die Annahme einer einheitlichen Trockenzeit vom Oberrotliegenden bis zum Schlusse des Perms nicht in Widerspruch mit den Tatsachen steht. Nach Frech soll die Differenzierung der Meeresfauna in eine boreale und südliche Region im Zechstein auf klimatische Gegensätze hinweisen. Daher sei anzunehmen, dass die Transgression des arktischen Meeres eine Abkühlung zur Folge hatte, was sich im Vordringen der nordischen Fauna nach Süden bekunde. So betrachtet Frech den unteren Zechstein als eine Periode der Abkühlung¹⁾. Aber ein von Norden her transgredierendes Meer braucht nach Ansicht Philippis noch keine wesentliche Abkühlung hervorzurufen, „wenn es, was wahrscheinlich der Fall war, ziemlich hohe Temperaturen besass“²⁾.

Land und Meer im oberen Perm.

Die mittlere und jüngere Dyas ist durch einen Rückzug des Meeres in Europa, Nordamerika und Nordasien gekennzeichnet. Dadurch entstand ein permischer Nordkontinent von bedeutender Grösse³⁾. Besonders grosse Fortschritte zeigt dessen Wachstum seit dem oberen Rotliegenden, was zu der Vermutung berechtigt, dass die Entwicklung des permischen Trockenklimas mit diesem Anwachsen in ursächlichem Zusammenhang steht. Die Transgression des Zechsteinmeeres spielt darin nur die Rolle einer relativ belanglosen Episode. Das Trockenklima gewann weit über die Grenzen Deutschlands hinaus über grössere Teile des nordatlantischen Kontinentes die Herrschaft und führte zur Abscheidung von Salz und Gips, so ausser in Nord- und Mitteldeutschland in Ostrussland, den Südalpen und in Texas.

Das permische Trockenklima scheint also nicht ausschliesslich durch tropische Luftzirkulation (Passatklima) bewirkt gewesen zu sein, sondern den Charakter eines Kontinentalklimas gehabt zu haben. Hohe Temperatur ist, wie wir sahen, allerdings wenigstens jahreszeitlich wahrscheinlich, vor allem auch tropischer oder subtropischer Charakter der Niederschläge. Eine Verlegung in höhere Breiten wäre daher eine naheliegende Folgerung. Vielleicht haben

¹⁾ Frech, 1902 b, S. 540 u. 623; siehe auch Arrhenius - Lachmann, 1912, S. 141.

²⁾ Philippis, 1910, S. 114.

³⁾ Die Darstellung der Entwicklung dieses Kontinentes im einzelnen muß aus Raumangel wegfallen; vgl. u. a. Koken, 1907, Karte von Land und Meer zur permischen Zeit.

wir beides zu kombinieren, sodass wir zu einem Kontinentalklima, das mindestens teilweise unter dem Einflusse tropischer Luftbewegung stand, gelangen würden. Auch über die besonderen Umstände, in denen etwa der Halbwüstencharakter des damaligen mitteleuropäischen Klimas begründet war, sind natürlich nur Vermutungen möglich. Man könnte an eine Beeinflussung durch die ja nicht allzu ferne gelegenen Meere denken, an monsunartige, durch hohen sommerlichen Sonnenstand bewirkte Luftströmungen, die eine Regenzeit oder gelegentliche heftige Niederschläge hervorriefen.

Der Verlauf der Einebnung. Die permische Einebnungsfläche.

Es ist demnach die Ansicht, dass die Abrasionsfläche unter der Herrschaft eines Trockenklimas entstanden ist, durch gute Gründe gestützt. Die Morphologen, die die Abtragungsvorgänge in Wüsten und Steppen beobachteten, stimmen darin überein, dass das Endstadium der Abtragung die Einebnung ist, so gross auch die Unebenheit bei Beginn des Prozesses gewesen sein mag. Ueber den Verlauf der Einebnung, insbesondere über die Entstehung von ausgedehnten Felsebenen, und über die dabei tätigen Kräfte weichen aber die Auffassungen stark voneinander ab und erscheinen auch in den Einzelheiten nicht hinreichend geklärt. Der flächenhaften Wirkung des Windes wird im Gegensatz zu der linear wirkenden Erosion des Wassers grosse Bedeutung beigemessen¹⁾. Ganz klar ist die Bildung einer Abtragungsebene durch den Wind allein aber eigentlich nur bei flachgelagerten Schichten verschiedener Härte, wo die härteren Bänke der Wirkung des Windes für längere Zeit eine Grenze setzen (Hamada), aber nicht bei gefaltetem oder kristallinem Untergrunde. Die weite Fastebene des Sudans mit ihren gleich Domen steil aufragenden Granit- und Gabbro-Inselbergen, die ein kompliziertes Faltengebirge mit darin eingeschalteten Intrusivstöcken abschneidet, betrachtet J. Walther als das Ergebnis einer Wechselwirkung der Erosion tropischer Regengüsse und der Trockenverwitterung und Deilation in einem Steppenklima²⁾. Auch Passarge schreibt die Bildung der Gesteinsebenen der Inselberglandschaften Afrikas, Westaustraliens und Guayanas der vereinten Tätigkeit von Wind und Regen in einem Wüstenklima, hauptsächlich allerdings der des Windes zu³⁾. In Steppen misst er der Bildung von Kalkkrusten an der Oberfläche und der dadurch bedingten flächenhaften Abtragung durch das Wasser, der sogen. „Flächenspülung“ wesentliche Bedeutung für die Ausgestaltung von Rumpfflächen bei⁴⁾. Davis betrachtet, ausgehend von den Verhältnissen der zentralen nordamerikanischen Gebirgswüsten, auch in der Wüste das Wasser als das Hauptagens der Abtragung und Einebnung. Zur Ausgestaltung grösserer Felsebenen sollen nament-

¹⁾ J. Walther, 1912, S. 39; Passarge, 1904 b, S. 197.

²⁾ J. Walther, 1912 a, S. 166 u. 218.

³⁾ Passarge, 1904 b, S. 196 ff.

⁴⁾ Passarge, u. a. 1910, S. 110.

lich die „Schichtfluten“ beitragen¹⁾. Der Wind spielt dabei die Rolle des Gleichgewichtsstörers. Besondere Bedeutung haben für unsere Abhandlung die Ergebnisse der neuesten Forschungen über die Rumpfflächen Süd-Afrikas. Schon Bornhardt, der diese riesigen Abtragungsebenen mit den isoliert und schroff aus ihnen aufsteigenden Einzelbergen entdeckte und dafür den Namen „Inselberglandschaften“ prägte, schaltete nach kurzem Schwanken die marine Abrasion völlig aus und kam zu der Ueberzeugung, dass hier nur subaerische Kräfte am Werk gewesen sein können. Seine Erklärung durch wiederholte epigenetische Talbildung war zwar noch etwas gezwungen, aber doch dadurch von Wichtigkeit, dass sie die Erosion fließenden Wassers als Hauptfaktor in Betracht zog²⁾. Nachdem Passarge³⁾ als Entstehungszeit eine mezozoische Wüstenperiode angenommen hatte, kamen Obst⁴⁾, Cloos⁵⁾, Jäger⁶⁾, Behrend⁷⁾, Waibel⁸⁾ übereinstimmend zu dem Ergebnis, dass die Schaffung der Inselbergebenen den Faktoren des heutigen, eines periodisch trockenen Klimas, zuzuschreiben sei. Als solche sind nach Obst wesentlich der Wechsel einer kurzen Regen- und einer langen Trockenperiode, trockene Flächen- und Wandverwitterung, starke mechanische Verwitterung in der Trockenzeit, intensive Zerrillung und Abspülung der durch das dürftige Pflanzenkleid sehr mangelhaft geschützten Talhänge in der Regenzeit. Nicht gewöhnliche Flusserosion ist dabei wirksam, sondern eine besondere, klimatisch bedingte Form, die Erosion der Schichtfluten, die eine ausgeprägte Tendenz zur flächenhaften Abtragung (daher „Flächenspülung“) zeigt. Die Inselberge (nach Obst besser „Rumpfberge“), von denen schon Jäger hervorgehoben hatte, dass sie meist keine Härtlinge sind, betrachtet Waibel als Abtragungsreste der Wasserscheiden.

So sehen wir, dass bei den vielleicht ausgedehntesten Rumpfflächen der Erde überhaupt von mehreren Forschern übereinstimmend ein Halbwüstenklima als Entstehungsbedingung angenommen wird. E. Obst weist auf die Häufigkeit der Rumpfflächen gerade in den periodischen Trockengebieten hin und schliesst daraus, dass diese Klimaprovinzen das Optimum für die Entwicklung von Rumpfflächen darstellen.

Einebnung ist bei einem Trockenklima (speziell Halbwüstenklima) wohl leichter verständlich als bei feuchtem, aber doch nicht im einzelnen so klargestellt, dass man das Problem als völlig gelöst betrachten könnte. Es kann daher auch nicht die Rede davon sein, von den Vorgängen bei der Entstehung der Abrasionsfläche im

¹⁾ Davis-Braun, 1915, S. 151/53; ähnlich A. Penck, 1910 b, S. 130/31.

²⁾ Bornhardt, 1900, S. 32/37.

³⁾ Passarge, 1904 b, S. 197; 1904 c, S. 660/61.

⁴⁾ Obst, 1914, S. 178 u. 245.

⁵⁾ Cloos, 1911, S. 68.

⁶⁾ Jäger, 1921, S. 284/285; auch 1912, S. 28 u. 29; siehe auch von Staff, 1912, S. 77/80.

⁷⁾ Behrend, 1918, S. 155/159.

⁸⁾ Waibel, 1921, S. 320 u. 337.

Schwarzwalde eine Schilderung zu geben, die Anspruch auf wissenschaftliche Sicherheit erheben könnte. Wir müssen uns damit begnügen, uns eine ungefähre, einigermassen befriedigende Vorstellung von dem Ablaufe des Prozesses zu machen, ohne dass wir imstande wären, zu behaupten, dass er sich wirklich so und nicht anders abgespielt haben müsse. Es kommt hinzu, dass sich der Schauplatz des Einebnungsprozesses sicher weit über den Schwarzwald, ja das Oberrheingebiet hinauserstreckte und dass wir davon nur ein sehr beschränktes Stück und auch dieses noch sehr unvollständig überschauen, während der Hauptteil unter Sedimenten begraben liegt oder zerstört ist. Als Ausgangsform können wir die Tallandschaft des älteren Rotliegenden mit ihren zahlreichen Porphyrkuppen und -decken ansehen. Sie mag ziemlich ausgeglichen gewesen sein. Es wird sich in anderem Zusammenhange als möglich ergeben, dass zu Beginn des Oberrotliegenden ein bruchloses Einsinken der Sedimentationswannen den Abtragungsmechanismus wieder von neuem in Gang setzte. Ganz ohne tektonischen Anstoss wäre ja auch ein arides Klima in einem ausgeglichenen Gebiete ohne grössere Wirkungen geblieben. Von dieser Zeit an haben wir uns alle die genannten Faktoren des Halbwüstenklimas in Wirkung gesetzt zu denken, besonders aber das flächenhaft spülende und erodierende Wasser der Schichtfluten. Durch Abtragung der Felsrücken und Auffüllung der Mulden und Täler mögen einzelne lokale Verebnungen, Gleichgewichtsflächen der Erosion, entstanden sein. Durch die Gebirgsbewegungen gegen Ende des oberen Rotliegenden¹⁾, die sich aber nicht bruchlos vollzogen, wurde das Gleichgewicht von neuem gestört. Wir finden aber die Höhenunterschiede noch vor Ablagerung des jüngsten „Oberrotliegenden“ wieder ausgeglichen, da wir dieses am Südrande der Badener Permmulde, sowie an der oberen Kinzig und Schiltach bis zur Wolfach auf einer relativ regelmässigen Abtragungsebenheit auflagern sehen, die teils kristallines Gebirge, teils mit älterem und jüngerem Rotliegenden erfüllte Depressionen horizontal abschneidet. Eine Erklärung fordern folgende Tatsachen: 1. Die auf grössere Strecken zu beobachtende Ausbreitung des jüngsten „ro“ in dünner Schicht auf verhältnismässig ebener Abtragungsfäche; 2. die ausgedehnte Felsebene unter dem Buntsandstein über dem kristallinen Gebirge, da wo Rotliegendes überhaupt fehlt; 3. das unvermittelte Abgeschnittenwerden von mit älterem und jüngerem Rotliegenden erfüllten Vertiefungen durch die horizontale Ebenheit der buntsandsteinbedeckten Abrasionsfläche, wie es z. B. im oberen Murgtale festzustellen ist. Das jüngste „ro“ kann man sich aus der Verschmelzung von flachen und breiten Schuttfächern, die in weiten und flachen Mulden am Fusse von Granit-Gneis-Rücken sich ausbreiteten, hervorgegangen denken. Je eine solche Mulde haben wir z. B. auf der NW. und SO. Seite des nördlichen Granitmassives anzunehmen, eine weitere dürfte sich nordwestlich der Linie Triberg-Schramberg bis zur Kinzig und Wolfach ausgedehnt

¹⁾ Siehe den Abschnitt über oberpermische Gebirgsbildung.

haben. Diese Senken könnten auf zweierlei Arten entstanden gedacht werden: 1. durch Verwachsung mehrerer Täler von verschiedener Tiefe zu einem einzigen unter der Wirkung der rückschreitenden Erosion von Regenfluten, wie sie Davis ähnlich von den einzelnen Wannen einer Gebirgswüste annimmt¹⁾. 2. durch tektonische Einmündung vor Ablagerung des jüngsten „ro“, durch die die Erosion neu belebt wurde. Dabei können frühere Sedimentationsgebiete jetzt die Rolle von Hochgebieten übernommen haben. Der Ausgleich der Höhenunterschiede durch die Abtragung würde die gleichen Wirkungen hervorbringen wie die Anzapfung, so völlige oder teilweise Zerstörung von auf den Schwellen vorhandenen Sedimenten, Abflachung der letzteren zu weiten Abtragungsebenen und Aufschüttung ausgedehnter Schuttkegel in den Senken. Im Rahmen der Gesamtentwicklung der karbonisch-permischen Sedimentation im Schwarzwalde erscheint mir die zweite Möglichkeit näherliegend. Wo die Auflagerungsfläche des obersten Oberrotliegenden, also der Boden dieser Mulden, eine Abtragungsebene darstellt, müssten allerdings schon vor der Einmündung die gesenkten Teile oberflächlich stark verebnet gewesen sein unter Ausbildung von Abtragungsebenen. Somit würden die dünne Decke des jüngsten „ro“ und die Abrasionsfläche unmittelbar unter dem Buntsandstein, d. h. also die Abtragungsebene auf den trennenden Felsschwellen, zueinander in genetischer Beziehung stehen. Es wäre die Relation des Hochgebietes und der zugehörigen, die Abtragungsprodukte aufnehmenden Aufschüttungswanne. Dass dabei Aufschüttungsgebiete des älteren Rotliegenden, die durch vorausgegangene Schollenbewegungen in das Niveau der Abtragung geboten worden waren, nunmehr von der Abrasion flach abgeschnitten werden konnten, wäre nicht unverständlich. Die Verebnung der Granit-Gneis-Schwellen haben wir dabei nicht etwa in erster Linie der Wirkung des Windes zuzuschreiben, sondern der Flächenspülung durch Schichtfluten. Durch Abspülung des von der Trockenzeit angehäuften Gesteinschuttes in breiter Fläche wurden die Felsrücken langsam fast bis zum Niveau der Senken abgetragen. Die letzteren verwandelten sich vielleicht durch Ueberschwemmung vorübergehend in Seen, sog. Endseen, die rasch austrockneten und dabei eine Decke von feineren Sedimenten, bes. Ton, zurückliessen (ähnlich den „Playas“ Mexikos oder „Sebkas“ Algeriens). Tonig-feinsandige Bildungen des jüngsten „ro“ könnten so entstanden sein. In diesen breiten und flachen Wannen zwischen den Felsschwellen konnten die Schichtfluten die Sedimente murenartig in Form grösserer Decken ausbreiten, daher finden wir das jüngste „ro“ nicht mehr immer auf schmale Erosionsrinnen beschränkt²⁾.

Ein solcher Prozess muss nun allerdings nach einiger Zeit zum Stillstand kommen, indem das Abtragungsgleichgewicht erreicht wird. Soll er zur Ausbildung vollkommener Abtragungsebenen führen, so ist Neubelegung der Erosion notwendig. In den heutigen

¹⁾ Davis - Braun, 1915, S. 151.

²⁾ Für die Vogesen vgl. Benecke u. van Werveke, 1892, S. 94.

Frockengebieten geschieht diese häufig durch den Wind, der den eingetrockneten Schlamm der Ueberschwemmungsseen ausräumt. Es ist mir indess, da wir im Schwarzwalde doch tektonische Entstehung der ro-Mulden anzunehmen haben, wahrscheinlicher, dass die Wiederbelebung der Erosion auf tektonischem Wege erfolgte, durch anhaltendes oder wiederholtes Einsinken der Sedimentationswannen, wodurch die Erosionsbasis immer wieder vertieft wurde und die Schichtfluten von neuem Gefälle erhielten. Nun mussten auch die höher liegenden Teile der Schuttkegel und -halden abgespült und musste der Fels darunter freigelegt werden. Auf diese Weise konnten sich, wie ich glaube, allmählich solche ausgedehnten Granit-Gneis-Ebenen zwischen Aufschüttungswannen entwickeln, wie sie im Schwarzwald vorliegen. Wir kommen zu dem Ergebnis, dass die Abrasionsfläche durch das Zusammenwirken klimatischer und tektonischer Faktoren entstanden ist.

Dass das jüngste „ro“ selbst wieder auf einer Abtragungsebene auflagern kann, erklärt sich daraus, dass randliche Teile der Felsschwellen, die ursprünglich die Schuttbecken trennten, in den Bereich der Sedimentation einbezogen wurden, sei es durch einfaches Ansteigen des Schuttspiegels, sei es infolge schwacher randlicher Einmuldung. Das Abtragungsgebiet wäre dann ursprünglich grösser gewesen. Wo für diese Zeit die korrelierten Aufschüttungswannen zu suchen sind, ist im einzelnen schwer anzugeben bei dem verhältnismässig kleinen Gebiet, das wir übersehen.

Es fragt sich, ob wir nicht die Gesamtheit aller prätriadischen Abtragungsebenen im Schwarzwalde als eine einzige Abrasionsfläche einheitlicher Entstehung, die sich über das ganze Gebiet ausgedehnt hätte, aufzufassen haben. Soweit dafür Meeresabrasion in Betracht käme, ist die Frage schon oben beantwortet und zwar ablehnend (S. 48). Terrestrische Abrasion eines so grossen Gebietes wäre wohl auch bei semiaridem Klima möglich, würde aber die Beziehung zu einer entfernten Erosionsbasis voraussetzen. Es liegt nahe, den Spiegel des von N. heranrückenden Zechsteins als solche zu betrachten. Das Fehlen einer grobklastischen Facies des marinen Zechsteindolomites im Odenwald im Gegensatz zur niederrheinischen und böhmischen Küste, der ungestörte, nur in regelmässigem Wechsel durch feine Tone und Sande unterbrochene Absatz einförmiger „Sapropeldolomite“, spricht indes nicht gerade dafür¹⁾. Ob in anderer Richtung, etwa im Osten, eine geeignete Erosionsbasis zu suchen ist, lässt sich schwer feststellen. Nun könnte man ja das oberste „ro“ der Badener Mulde als Küstenfacies des marinen Zechsteins betrachten, die allerdings dann selbst schon über eine Abtragungsebene übergreifen würde²⁾. Wir haben

¹⁾ H. Meyer, 1915, S. 24; auch 1913 a, S. 103; 1912, S. 143; 1913 b, S. 748; siehe auch Seebach, 1909, S. 114/15; E. Fraas, 1914, S. 41.

²⁾ Das scharfe Absetzen der dunklen Tone des Zechsteins gegen die lichten Sandsteine des Rotliegenden im Bohrloch von Heilbronn (E. Fraas, 1914, S. 41) zeugt indes dagegen.

aber jüngstes transgredierendes „ro“ auch südlich des nördlichen Granitmassives. Nördlich und südlich dieses letzteren „ro“-Streifens fehlt Rotliegendes unter Buntsandstein. Dessen Ablagerung wäre dann wohl annähernd gleichzeitig (Ende des Zechsteins) in einer Wanne erfolgt. Mit der Ablagerung hätte aber eine Abtragung der überragenden Felsschwellen verbunden sein müssen, d. h. die Abrasionsfläche unmittelbar unter Buntsandstein würde doch nicht überall zu der einheitlichen auf das Zechsteinmeer oder eine andere auswärtige Abrasionsbasis bezogenen Abtragungsfläche gehören. Sie ist auf alle Fälle jünger als die Abrasionsflächen unter dem jüngsten „ro“, trotz der räumlichen Kontinuität beider, und ist mit nahegelegenen Erosionsbasen in Beziehung zu bringen. Die letzteren Flächen könnte man trotzdem noch als Reste einer grösseren mit Beziehung auf eine einzige auswärtige Abrasionsbasis entstandene Abtragungsebene, die in der Folgezeit schwach verbogen und auf den Sätteln z. T. zerstört worden wäre, ansehen. Nur sind wir nicht in der Lage, eine solche Basis näher zu bezeichnen. Die gesamte Entwicklung der karbonisch-permischen Sedimentation im Schwarzwald, die noch im Zusammenhang darzustellen sein wird, scheint mir indes mehr auf terrestrische Abrasion mit internen getrennten Erosionsbasen hinzuweisen.

Die Oberfläche der prätriadischen Gesteine (Auflagerungsfläche des Buntsandsteins) stellt eine aus Abtragungs- und Aufschüttungsebenen zusammengesetzte Verebnung eine klimatisch-tektonisch bedingte Gleichgewichtsfläche dar. Als Unterlage des unteren Buntsandsteins (bes. nördlicher Schwarzwald) ist sie die Landoberfläche der Perm-Triaswende. Abtragungsebene und zwar terrestrische Abrasionsfläche (Rumpffläche) ist die Ebenheit über dem Kristallinen und gefaltetem Kulm, auch über den karbonisch-permischen Laven und Tuffen; aber auch die ebene Oberfläche der karbonischen und namentlich permischen Sedimente ist nicht durchweg durch Aufschüttung, sondern auch z. T. durch Abtragung entstanden. Das letztere ist bei den in Depressionen des Grundgebirges lagernden, von der Fortsetzung der kristallinen Abrasionsfläche eben abgeschnittenen Rotliegendesten anzunehmen, so beim Rotliegenden des oberen Murgtales. Die Oberfläche des jüngsten mehr flächenhaft ausgebreiteten transgressiven „ro“ ist als Aufschüttungsebene zu betrachten. Seine Unterlage aber ist ebenfalls häufig Abrasionsfläche und schneidet als solche auch älteres Rotliegendes ab, z. B. bei Schramberg und Baden-Baden. Mit völliger Sicherheit kann die Natur der Ebenheit über den Sedimenten im einzelnen Falle nicht immer bestimmt werden. Wo die prätriadischen Gesteine unmittelbar von übergreifendem mittlerem und oberem Buntsandstein bedeckt werden (südlicher Schwarzwald), da ist ihre Obergrenze wohl durchweg Abtragungsebene, an deren Entstehung auch die Trias mitbeteiligt sein kann.

Der geschilderte Einebnungsprozess war nicht auf das Schwarzwaldgebiet beschränkt. Es ist anzunehmen, dass in der ganzen südöstlichen, südlichen und südwestlichen Umwandlung des Zechsteinbeckens dasselbe Klima wie in Südwestdeutschland geherrscht hat

und dass überall hier die gleichen Kräfte an der Einebnung des Landes tätig waren, und vor dem Eindringen und nach der Abschnürung und eventuellen Einengung des Zechsteinmeeres wird dies auch noch ganz oder teilweise in dem von diesem eingenommenen Raume der Fall gewesen sein. Galizien, das Karpathengebiet, Böhmen, das süddeutsche Tafelland (Schwarzwald, Vogesen), rheinisches Schiefergebirge, Frankreich, Südengland bildeten eine zusammenhängende Landmasse südlich und südwestlich des Zechsteinbeckens. Im Oberrotliegenden war noch Mittel- und Ostdeutschland damit verbunden. Wo wir hier alte Gebirgsmassen eingeebnet finden, haben wir Grund zu der Annahme, dass die Einebnung ebenso wie im Schwarzwald unter der Herrschaft des permischen Trockenklimas stattgefunden habe, so bei der böhmischen Masse, den Vogesen, dem rheinischen Schiefergebirge, dem französischen Zentralplateau und in Südengland¹⁾. Oben hörten wir, dass aus der Auflagerungsfläche des Oberrotliegenden zahlreiche und aus der des Buntsandsteins noch vereinzelte Inselberge (Rumpfberge) aufragten. Es besteht also Grund zu der Annahme, dass die oberpermischen Rumpfflächen aus Inselberglandschaften hervorgegangen sind.

Anwendung auf das Zechsteinproblem im Schwarzwalde.

Da das trockene Klima des Oberrotliegenden im Zechstein andauerte, ist anzunehmen, dass sich die aride Einebnung in dieser Zeit fortsetzte und erst am Ende der Zechsteinzeit den Grad der Vollendung, wie er in der permischen Einebnungsfläche vorliegt, erreichte. Die unebene Auflagerungsfläche des Zechsteins im Odenwald und Spessart²⁾ weist darauf hin, dass die oberrheinische Landmasse noch nicht vollkommen eingeebnet war, als Spessart und Odenwald unter das Zechsteinmeer tauchten.

Wo die obere Grenze der Rotliegendensedimente eine Abtragungsebene darstellt, ist es nicht nötig, Teile etwa des Oberrotliegenden als Zechsteinäquivalent aufzufassen. Hier ist die Sedimentation im Zechstein durch Abtragung unterbrochen worden. Wo das Ergebnis der Abtragung eine flachliegende Ebene war, konnte sich der Buntsandstein trotzdem konkordant zum Rotliegenden auflagern und dadurch ununterbrochene Ablagerung vortäuschen. Wo dagegen die obere Grenze der permischen Sedimente eine Aufschüttungsebene ist, sind die obersten Schichten nicht dem Oberrotliegenden, sondern dem Zechstein zuzuweisen. Die konkordante Auflagerung der Trias beruht hier auf ununterbrochener oder jedenfalls durch keine Abtragung, also wohl auch durch keine längere Pause unterbrochener Ablagerung. Insbesondere die jüngsten transgressiven Bildungen des „ro“ wird man mit ziemlicher Sicherheit

¹⁾ Ueber die Einebnung Nordafrikas (marokkanische und algerische Meseta) im Perm siehe E. Jaworski, Geol. Rundschau, 1914, S. 288.

²⁾ Vgl. Strigel, 1912, 156 ff. u 1914, 6 ff und H. Meyer, 1915, S. 23.

als terrestrischen Zechstein betrachten dürfen. Wenn Thüraach die Bildung der Abrasionsfläche als Basis des jüngsten „ro“, z. B. am Täschenkopf in „die Zeit des obersten Rotliegenden, aber dem Buntsandstein doch sehr nahe“¹⁾ verlegt, so wäre diese Zeitbestimmung dahin zu berichtigen, dass dieses oberste sog. Rotliegende eben zum Zechstein gehört²⁾.

Es ist nicht gesagt, dass, im Falle die obere Grenze einer Aufschüttungsebene entspricht, die Sedimentation niemals im Laufe des Zechsteins oder Perms unterbrochen worden sei, nur dass an der Perm-Trias-Wende keine längere mit Abtragung verbundene Unterbrechung eingetreten sei. Frühere Unterbrechungen von längerer Dauer und Abtragungen können, wenn sich die neuen Sedimente auf einer früheren Schichtfläche oder gleichförmigen Abtragungsebene auflagern, verborgen bleiben oder sich auch in Diskordanzen innerhalb des Perms, wie sie z. B. Thüraach im „Oberrotliegenden“ bei Baden-Baden festgestellt hat, kundgeben.

Wo permische Sedimente unter dem Buntsandstein überhaupt fehlen, hat nicht überall während des ganzen Perms dauernd nur Abtragung geherrscht, sondern vielfach wurden auch hier permische Sedimente abgelagert, aber noch vor der Auflagerung der Trias wieder zerstört. Schwierig ist die Festlegung der oberen Grenze des Perms, namentlich da, wo die roten Schiefertone („Bröckelschiefer“), die in Uebereinstimmung mit dem mitteldeutschen Schichtprofil als tiefstes Glied des Buntsandsteins angesehen werden, nicht entwickelt sind. Wenn die Karneoldolomitstufe als obere Grenze des Perms angenommen wird, so ist dies zunächst nur eine willkürliche Festsetzung. Dyadische und triadische Sedimente unterscheiden sich im allgemeinen dadurch, dass die Gemengteile des Buntsandsteins aus grösserer Entfernung stammen, deshalb gut gerundet und vollkommen geschichtet sind, während die der dyadischen Sedimente aus der Nähe stammen³⁾, daher schlecht gerundet und weniger gut geschichtet sind. Damit hängt das Verschwinden des Arkosecharakters zusammen. Arkose und Breccie sind für das Perm, Sandstein und Konglomerat für den Buntsandstein charakteristisch. Der Buntsandstein erfüllt umfassende, weit gespannte Räume, während die permischen Sedimente in beschränkten Räumen abgesetzt sind, denn auch die Ablagerungsräume des jüngsten Perms sind im

¹⁾ 1897, S. 36.

²⁾ 1897, S. 7 (Erl. z. Bl. Haslach) nimmt Thüraach als Entstehungszeit der Abrasionsfläche außer dem obersten Rotliegenden, allerdings auch noch den Zechstein und zum Teil noch den unteren Buntsandstein an. Dann geht es aber wohl nicht gut an, keine dem Zechstein äquivalenten Sedimente anzunehmen. 1913, S. 499, schreibt er dagegen: Die Transgression des Buntsandsteins mit der Bildung der Abrasionsfläche auf dem Grundgebirge fällt „noch in die letzte Bildungsphase des Oberrotliegenden, in die obersten Arkosen und Konglomerate“. Wenn die letzteren aber noch dem Rotliegenden angehören sollen, dann kann man nicht von einer Transgression des Buntsandsteins reden.

³⁾ Ueber angeblich aus größerer Entfernung stammende Gerölle in den obersten Schichten des Oberrotliegenden siehe Thüraach, 1913, S. 500.

Vergleich zu denen des Buntsandsteins noch beschränkt¹⁾ zu nennen, daher die lokale, die Parallelisierung fast ausschliessende Ausbildung der permischen Sedimente im Gegensatz zu dem weithin konstanten Charakter der Buntsandsteinschichten. Der höhere Grad der Rundung und Schlämmung setzt weiteren Transport voraus, der vielleicht die Leistungsfähigkeit arider Regenfluten übersteigt. Man kann da etwa an eine aride Wanne denken mit feuchten Randketten als Ursprungsstätten wasserreicher Ströme. Ein Profil an einer bestimmten Stelle durch den Buntsandstein zeigt an den beiden Geröllhorizonten von unten nach oben i. a. einen Fortschritt in Bezug auf den Schlammungsgrad und weitere Herkunft des Materials, also eine Vergrösserung des Transportweges als Folge einer Erweiterung des Ablagerungsraumes auf Kosten des immer mehr absinkenden Hochgebietes, wie sie ja auch schon aus der Transgression der höheren Stufen hervorgeht²⁾. Rotliegendähnliche, d. h. breccienhafte Ausbildung des Buntsandsteins, ist an die Nähe ehemaligen Hochgebietes gebunden. Hier kann daher das obige Kriterium zur Festlegung der Perm-Triasgrenze versagen; es wird brauchbarer mit wachsendem Abstand vom Hochgebiet. Kristallines Gebirge konnte sich in Inselbergen über das Ablagerungsgebiet des unteren Buntsandsteins erheben oder als Sporn in dieses vorspringen. Unter der Sandsteindecke des Mooswaldes, wo sich nach Sauer die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins um nahezu 100 m nach W. hebt, haben wir nach Deecke die Nordspitze eines solchen, durch Verlauf der Südgrenze des unteren Buntsandsteins deutlich bezeichneten Sporns anzunehmen³⁾. Westlich davon über der heutigen Rheinebene springt der untere Buntsandstein in einer Bucht bis zur Lahrer Gegend vor, die man als alttriadische Anlage des Rheintalgrabens deuten könnte⁴⁾. Wo im Süden höhere Stufen des Buntsandsteins auf permische Sedimente gleichförmig übergreifen, wie nach Thürach⁵⁾ Hauptbuntsandstein zwischen Biereck und Heideburg, oder an der Hochburg, ist anzunehmen, dass die Konkordanz der Ueberlagerung auf dem Vorhandensein einer Abtragungsebene an der oberen Grenze der permischen Sedimente beruht.

Ausgleich der interpermischen Gebirgsbewegungen im Gebiete zwischen Hunsrück und Pfälzerwald.

Die oberpermische Gebirgsbildung in Süddeutschland.

Das Saar-Nahebecken, das im Laufe des Karbons und Perms mehrere tausend Meter Gesteinsschutt aufnahm, „stets von neuem

¹⁾ Siehe Thürach, 1901, S. 4; van Werveke, 1903, S. 64; 1914, S. 12; bes. Lepsius, Geol. v. D. I. S. 422, auch Brunzel, 1892, S. 86.

²⁾ Auf Regressionen, die störend in den Verlauf der Transgression eingriffen, z. B. im oberen Hauptbuntsandstein, kann hier nicht näher eingegangen werden.

³⁾ Sauer 1894, S. 58; Deecke, 1916, S. 222.

⁴⁾ Ueber die verschiedene Rundung und die Herkunft der Gerölle des pfälzischen Buntsandsteins siehe Reis 1921, 122—138. Der untere Buntsandstein (Staufer Konglomerat) bezieht sein Material noch aus dem nahen Pfälzer Hauptsattel, daher ist es eckig oder schwach gerundet. Ueber Buntsandsteingerölle in den Vogesen siehe Lepsius, 1875, S. 86.

⁵⁾ Thürach, 1901, S. 27.

vertieft“ und „stets sich wieder auffüllend“¹⁾, ist der Typus der schmalen kontinentalen Sammelmulden mit sinkender Tendenz („Geosynklinale“). Höchst merkwürdig ist, dass sich aber auch fast vom Beginn der Ablagerung an und während derselben anhaltend in der Muldenaxe eine Tendenz zur entgegengesetzten Bewegung entwickelt, zur Aufwölbung der neugebildeten Schichten („Geoantiklinale“). Zu Beginn des Oberrotliegenden steigerte sich diese Bewegung zur höchsten Intensität, indem sie in die orogenetische Phase eintrat. Unter Bruchbildung und Magmaintrusion wölbte sich das ursprüngliche Zentrum der Aufschüttung zum streichenden lothringisch-saarbrücker-pfälzischen Hauptsattel auf, das ursprünglich einheitliche Ablagerungsgebiet in zwei getrennte Teile zerlegend. Die Bewegung dauerte noch im unteren Oberrotliegenden an²⁾. Die Schichten des Oberrotliegenden findet man aber, von ungestörtem Buntsandstein bedeckt, selbst wieder verworfen, nach Reis sogar stellenweise aufgerichtet bis zur Ueberkipfung und gefaltet³⁾. Es haben also weitere, wenn auch nicht so bedeutende Störungen vor Ablagerung des Buntsandsteins stattgefunden. Eine Vorstellung von dem Ausmass dieser intrapermischen Bodenbewegungen mag die Tatsache geben, dass der sogen. südliche Hauptsprung, an dem der Südflügel des Saarbrücker Kohlensattels abgesunken ist, schon vor der Trias eine Sprunghöhe von über 3000 m erreicht hatte⁴⁾, wiewohl wir nicht wissen, ob sie ihrem Ausmasse entsprechend oberflächlich in die Erscheinung traten, da mit der Hebung Schritt haltende Abtragung die Wirkung z. T. wieder aufheben konnte. Noch vor der Auflagerung des Buntsandsteins waren die Höhenunterschiede jedenfalls oberflächlich ausgeglichen, denn aus den verhältnismässig geringen Höhenunterschieden, die die untere Grenze des auf den Saarbrücker Kohlensattel übergreifenden Buntsandsteins trotz der posttriadischen Wellung zeigt, „muss auf eine schwach geneigte und nur wenig unebene Oberfläche des alten Gebirges geschlossen werden“. Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins ist eine Abrasionsfläche⁵⁾. Schon im Oberrotliegenden ist bei Saarbrücken eine starke Verebnung des gefalteten Karbons festzustellen. Immerhin waren an der Oberfläche des Karbons damals noch Rinnen vorhanden, in denen sich Oberrotliegendes ablagerte⁶⁾. Sie werden von der Buntsandsteinabrasionsfläche abgeschnitten. Bemerkenswert ist hier am Rande des Hunsrücks die Entwicklung von

¹⁾ Reis, 1921, S. 276.

²⁾ E. Weiß, 1875; H. Grebe usw., 1892; van Werveke, 1906, O. M. Reis, 1903 u. 1904, 1921; P. Keßler, 1914.

³⁾ v. Ammon usw., 1910, S. 143 ff.; van Werveke, 1906, S. 38; Reis, 1903, S. 134; 1921, S. 277; siehe dazu aber auch P. Keßler, 1914, S. 74/75 u. 93.

⁴⁾ van Werveke, 1906, S. 122; Keßler, 1914, S. 77 u. 79. Nach dem Buntsandstein ist nur noch eine geringe Senkung dazugekommen.

⁵⁾ H. Grebe usw., 1892, S. 45; van Werveke, 1906, S. 40; P. Keßler, 1914, S. 78; siehe das Profil auf der C. Regelman n'schen geol. Uebersichtskarte Südwestdeutschlands (1907).

⁶⁾ P. Keßler, 1914, S. 62.

Inselbergen. Bei Alzingen (b, Busendorf in Lothringen) ist unter Trias und oberem Rotliegenden eine Klippe von Phylliten erbohrt, über die hinaus kohlenführende Schichten noch weiter gegen NW. nachgewiesen sind. Am Liermont bei Düppenweiler (Blatt Wahlen) tauchen Hunsrückgesteine aus einer Umgebung von Rotliegendem und Buntsandstein auf; auch hier liegt möglicherweise eine Klippe vor¹⁾. So werden auf Blatt Saarbrücken hervorragende Punkte, welche der Vogesensandstein annimmt, trotzdem von noch höheren, aus älterem Gebirge bestehenden Rücken, an deren Fuss oder Schwelle sie gleichsam liegen, in nächster Nachbarschaft überragt, „sodass man annehmen muss, dass jene zur Ablagerungszeit des Buntsandsteins inselförmig aus dem Meere hervorgeragt haben werden“²⁾. Bei Sierck a. d. Mosel ragen typische Inselberge von Taunusquarzit sogar durch oberen Buntsandstein hindurch in unteren und auch noch durch diesen in mittleren Muschelkalk empor³⁾. Im Osten soll nach Re is das Donnersberggebiet im Oberrotliegenden riffartig aufgeragt haben, ja noch zu Beginn der Trias sollen sich über das sonst stark abgetragene Gebiet des Pfälzer Sattels Porphyrkuppen wie der Donnersberg erhoben haben⁴⁾. Das Material der nordpfälzischen Buntsandsteingerölle lässt durch seine Mischung einheimischen und fremden Materials⁵⁾ das Vorhandensein von Inselbergen im Gebiete des Pfälzer Sattels noch in der Buntsandsteinzeit vermuten).

Vom Oberrotliegenden an verschob sich das Zentrum der Aufschüttung mehr und mehr nach Süden und, nachdem zwischendurch im Zechstein vielleicht das ganze Gebiet Hochgebiet gewesen war, bildete im unteren Buntsandstein nur noch der nördliche Teil Hochgebiet, während der südliche sich zu einer weit nach S. ausgreifenden Sedimentationswanne eingetieft hatte, in der nicht nur der Buntsandstein, sondern auch der Muschelkalk die mächtigste Entwicklung zeigen⁶⁾. Das Becken hatte also eine Kippung um den ehemaligen Nordrand als Axe erfahren; der ehemalige Südrand wurde völlig verschüttet, sodass von einzelnen Stellen am Haardtrande abgesehen, die Auflagerung von Rotliegendem auf älterem Gebirge im Gegensatz zum Nordrande nicht mehr zu sehen ist.

Im nördlichen westfälisch-französischen Kohlenggebiet erfolgte gleichzeitig mit der Aufwölbung des Pfälzer Sattels, vielleicht aber auch etwas früher, jedenfalls vor dem Zechstein die Faltung der Kohle und ihre Ueberschichtung durch Devon⁷⁾.

¹⁾ van Werveke, 1906, S. 44 u. 120/121; die Klippe von Düppenweiler soll zwar am SO.-Rande nach Leppia streckenweise durch Verwerfung an oberen Kuseln abstoßen; siehe auch Keßler, 1914, S. 57.

²⁾ E. Weiß, 1875, S. 31; übereinstimmend damit H. Grebe usw., 1892, S. 32.

³⁾ Siehe das instruktive Profil bei van Werveke, 1906, S. 21; ebenda ist S. 43 von 12 oberflächlich getrennten Stellen, von „12 Klippen“ von Taunusquarzit im Moseltal bei Sierck und den hier auslaufenden Seitentälern die Rede.

⁴⁾ Re is, 1921, S. 51, 54, 288.

⁵⁾ Re is, 1921, S. 122 ff.

⁶⁾ van Werveke, 1906, S. 126.

⁷⁾ van Werveke, 1910, S. 29; 1914, S. 11.

Gebirgsbewegungen von Zechstein- bzw. prätriadischem Alter, Schichtenfaltungen, erzerfüllte Spaltenbildungen und Verwerfungen, hat im Spessart Bücking festgestellt¹⁾. Von einem grossen Teil der Barytgänge des südlichen Vorspessarts und Odenwaldes ist nach v. Kraatz-Koschlau mit Bestimmtheit prätriadisches Alter anzunehmen²⁾.

Auch im Schwarzwalde waren die tektonischen Kräfte mit der variskischen Aufrichtung noch nicht endgültig zur Ruhe gekommen. „Die Rotliegendzeit in ihrer Gesamtheit war eine Periode reger tektonischer Tätigkeit“³⁾. Dem variskischen Spaltensystem schreibt Deecke hauptsächlich mitteldyadisches Alter zu, auch einem Teil der hercynischen Spalten⁴⁾. Die WNW.-streichende Verwerfung Kandern-Hasel und der Bruch des unteren Wehratales sind nach Wilser voroberrotliegenden Alters (Mittelrotliegendes), so dass die heutige Schopfheimer Bucht schon eine permisch-triadische Vorläuferin gehabt hätte⁵⁾. Beim Oberkarbon von Berghaupten ist die Zusammenpressung wohl älter, aber die spätere Grabenbildung und Ueberschiebung⁶⁾ könnten permischen Alters sein, ebenso wie die prätriadische Grabenbildung im Lenzkircher Kulm (Hochfirstverwerfung). Von der Zerreissung der Schichten des Carbons und Rotliegenden in der Badener Mulde, die gegen Schluss des Oberrotliegenden oder vielleicht sogar später stattfand und mit einer teilweisen Aufrichtung der Schichten verbunden war, war ebenfalls früher schon die Rede, sowie von einer prätriadischen, varistisch streichenden Grabenbildung am Rothenkopf auf der Ostseite des Lierbachtales, von den in hercynischer Richtung verlaufenden, z. T. sicher nachoberrotliegenden Verwerfungen bei Schiltach-Herrenwald, Schramberg und Triberg. Wichtig sind ferner die bei Schramberg als Gerölle im Buntsandstein auftretenden Reste prätriadischer verkieselter Barytgänge⁷⁾. Auch wo isolierte Rotliegendreste im kristallinen Teile sich unter dem Niveau der Abrasionsfläche finden (z. B. Oberprechtal) oder mit steiler Fläche gegen das Kristalline abstossen (St. Märgen) ist an prätriadische Versenkung zu denken. Nach H. Thürrach und F. Röhrer verdanken von den variskisch gerichteten Klüften der Badener Mulde ohne Zweifel viele den tektonischen Vorgängen der Oberrotliegend-

¹⁾ Bücking, 1892, S. 9 u. 170.

²⁾ v. Kraatz - Koschlau, 1897, S. 58. Unmittelbar beobachtet, wie man vielleicht aus dem Zitat bei Deecke 1916, S. 201, schliessen könnte, hat zwar v. K.-K. das Absetzen der Gänge „an der Unterfläche des Zechsteins“ nicht. — Siehe auch Salomon, Das geolog. Auftreten des Schwespatites in der Heidelberger Gegend und seine Beziehung zu einer alten Thermalitätigkeit in Jahresber. d. Oberrhein. Geol. Ver. 1915/16; Heft 2.

³⁾ M. Bräuhäuser, 1908, S. LXXXIX.

⁴⁾ Deecke, 1917, S. 697/99.

⁵⁾ Wilser, 1913, S. 16; 1914, S. 623/24.

⁶⁾ Oben S. 43 Anmerkung.

⁷⁾ Bräuhäuser 1909, S. 66; siehe auch die Profile Fig. 1; vgl. Thürrach 1913, Profil S. 491, Text S. 499; ferner die Zusammenstellung prätriadischer Verwerfungen bei Bräuhäuser, 1908, S. LXXXIX, u. 1910, S. 30.

zeit ihre Entstehung¹⁾. M. Bräuhäuser erwähnt, „dass auch die Gänge von Wittichen meist nur Granit und Rotliegendes durchsetzen, während einige wenige in den Buntsandstein weiterdringen“²⁾. Die „prätriadischen Thermalerscheinungen (Triberg, Falkenstein bei Schramberg, Lehengericht, Käppeleberg bei Schiltach, Wittichen und Reinerzau)“³⁾ können als Begleit- oder Folgephänomen nicht nur der permischen Eruptiv-, sondern auch tektonischen Periode aufgefasst werden. Auch die Verkieselung des Badener Rotliegenden wird dazu zu rechnen sein. Deecke konstruiert für den mittleren Schwarzwald ein ganzes System von NNWstreichenden Gräben permischen (i. e. oberpermischen) Alters (Schramberger-, Triberger-, Prechtalgraben) und ist geneigt, diesen Grabenbrüchen nach dem Verlaufe von heutigen Tälern, die in der Verlängerung dieser Sprünge liegen, sehr grosse Längserstreckung zu geben⁴⁾. Es ist aber fraglich, ob man es dabei mit einem selbständigen Sprungsystem zu tun hat. v. Bubnoff fasst wohl richtiger diese Sprünge mit den NO.-SW.streichenden zu einem einzigen System, eben dem gemeinhin hercynisch genannten zusammen, dessen Richtung zwischen O.-W. und NNW.-SSO. schwankt⁵⁾.

van Werveke nimmt an, dass die oberrheinischen Gebirge als starr gewordene Massen auf eine seitliche Zusammenpressung im bezw. nach dem Oberrotliegenden nicht mehr durch Mulden- und Sattelbildung, sondern nur noch durch Aufreissen einzelner Verwerfungen reagierten⁶⁾. Auch Bräuhäuser betont, dass im Schramberg-Schiltacher Gebiet „nirgends irgendwelche Beobachtung gemacht“ wurde, „die für eine nachkarbonische Faltung entscheidend wäre“, dagegen zahlreiche Beispiele für Verwerfungen aus der Rotliegendzeit vorhanden seien⁷⁾. Thürach stellt indes das Gebiet der Badener Mulde dem Pfälzisch-Saarbrückener Muldengebiet zur Seite und nimmt auch für ersteres Zusammenschiebung und Muldenbildung an. In der Zeit des Rotliegenden soll Mulden- und Sattelbildung, also Faltung, in grösserem Umfange stattgefunden haben⁸⁾.

Im Süden des Schwarzwaldes scheint die oberpermische Gebirgsbildung auf Bruchbildung beschränkt gewesen zu sein. Unter den damals entstandenen Brüchen gewinnen neben den variskischen (Badener Mulde; Graben von Rothenkopf-Eckenfels im Liebbachtale; St. Peter) die hercynischen besondere Bedeutung (Schramberger Graben; Kesselbergverwerfung bei Triberg; Ober-

¹⁾ Thürach, 1913, S. 490; Röhrer, 1916, S. 39.

²⁾ M. Bräuhäuser, 1910, S. 31.

³⁾ M. Bräuhäuser, 1910, S. 33; das prätriadische Alter der Verkieselung an der Kesselbergverwerfung bei Triberg wurde von A. Sauer festgestellt (1899, S. 32).

⁴⁾ Deecke, 1916, S. 200; 1917, S. 657 (hier prätriadische Tektonik im Zusammenhang) und 706; 1918, S. 75/76; S. 397; Skizze S. 395; siehe auch Schema der Talbildung, S. 410, Fig. 125.

⁵⁾ v. Bubnoff, 1916, S. 243.

⁶⁾ van Werveke 1910, S. 30; 1914, S. 11.

⁷⁾ 1908, S. LXXXIX.

⁸⁾ Thürach, 1913, S. 499; Aufrichtung und Faltung des Rotliegenden bei Baden, schon von Eck angegeben (1892).

prechtal, wahrscheinlich auch Lenzkircher Graben). Es bestand also schon im Jungpaläozoikum im Schwarzwaldgebiet die Vergitterung zweier tektonischer Hauptlinien, der variskischen und hercynischen¹⁾.

Einer Zerrüttungszone, die von Kappelrodeck im Acherthal über Oberkirch durch die Bottenau nach Gengenbach zieht und wohl mit dem Rheintalgraben in genetischer Beziehung steht („Bottenauer Graben“) soll nach Deecke eine permische Hohlform zu Grunde liegen. Eine etwa mit dem Schwärzenbachtale laufende Spalte, die von rotliegendem Alter wäre, vermutete auf Grund der beiden Porphyrschlote²⁾ schon Sauer. Die grabenartige Versenkung des Unterrotliegenden und der Brandeckporphyredecke in die granitische Unterlage hinein und deren muldenförmige (NW.streichende) Zusammenbiegung beiderseits des oberen Durbachtales, auf die schon Eck aufmerksam machte³⁾, ist auffallend. Permische Alter ist indes nicht wahrscheinlich. Einen prätriadischen Sprung vermutet Deecke auch im erzgebirgisch gerichteten Schapbachtal, auf dessen Seiten Sauer einen Niveauunterschied der Auflagerung des ro von 200m⁴⁾ der Obergrenze von 80 m festgestellt hatte, sodass für erstere noch 120 m prätriadische Niveaudifferenz übrig bleiben. Hier kann aber auch das Oberrotliegende in einer in der Anlage tektonisch bedingten Erosionsrinne abgelagert sein⁵⁾.

Der Karneoldolomit.

Mit dem Zechsteinproblem eng verknüpft ist die Frage nach der Entstehung des sogen. Karneoldolomites an der Grenze von Perm und Trias, ein Eingehen auf diesen ist daher hier unerlässlich. Dolomite finden sich zwar auch tiefer im Rotliegenden⁶⁾, manchmal verkieselt⁷⁾ und auch höher im Buntsandstein⁸⁾, aber nur an der Grenze vom Rotliegenden zum Buntsandstein treten sie in grösser-

¹⁾ Vgl. v. Bubnoff, 1921.

²⁾ Zu denen aber Kräheneck, das eine Decke trägt, nicht gehört! Deecke, 1918, S. 423 u. 453; Sauer, 1894, S. 53/54. Deecke gibt gehört! Deecke, 1918, S. 423; Sauer, 1894, S. 53/54. Deecke gibt 1918, S. 34, Fig. 11, ein Profil durch den „Bottenauer Graben“ nach einem Sauer'schen Original mit einem merkwürdigen „ru“-Graben. Ein Vergleich mit dem Original zeigt, daß dieses „ru“ bei Sauer der Durbachit ist.

³⁾ Eck, 1887, S. 353; Sauer, 1894, Prof. II.

⁴⁾ Nicht 170 m (Deecke, 1918, S. 411 u. 425); Sauer, 1895, S. 51.

⁵⁾ Der Abschnitt: „Der Perm-Trias-Uebergang im linksrheinischen Gebiete“ muß wegen Raummangels wegfallen.

⁶⁾ Vgl. Eck, 1887, S. 339; 1884, S. 73; Sauer, 1895, S. 48; Bräuhäuser, 1910, S. 19; Axel Schmidt, 1912, S. 173; Deecke, 1916, S. 172, 180, 189; über dolomitführende Letten im mittleren Rotliegenden bei Oberharmersbach mit Gampsonyx, Estheria und Walchia siehe Sauer, 1894, S. 40.

⁷⁾ Bräuhäuser, 1913, S. 39.

⁸⁾ U. a. am Merkur bei Baden-Baden, siehe Thürach, 1913, S. 498; auch Eck, 1892, S. 473; auf Bl. Enzklösterle und Wildbad, siehe Regelmann, 1911, S. 56 u. 1913, S. 50; auf Bl. Simmersfeld (M. Bräuhäuser u. A. Schmidt, 1908, S. 14); bei Alpirsbach und Schramberg (M. Bräuhäuser, 1909, S. 40 u. 1913, S. 44).

rer Verbreitung auf. Der Dolomit bildet hier Einlagerungen in Arkosen, Arkosesandsteinen, Breccien, Konglomeraten oder Letten, die dadurch verkittet und verhärtet werden. Die Durchdringung ist aber nicht immer gleichmässig, sondern zeigt meist den Umriss von lösskindelartigen Knollen oder Knauern, von Zapfen, Schnüren oder Linsen oder von dünnen Bänken. In Drusenräumen der Dolomitmknauer finden sich gelegentlich Dolomitspat und Kalkspat ausgeschieden; auch die Arkosen selbst können in feiner Verteilung Dolomit und auch Kalkspat enthalten (0,5 — 3,5 %)¹). Nur ausnahmsweise scheint es zur Ausbildung durchlaufender dolomitischer Bänke zu kommen, so bei Schramberg und Alpirsbach²). Die Dolomitführung nimmt dabei im allgemeinen im Profile von unten nach oben zu: Zuerst treten Dolomitmknauer auf; diese schliessen sich dann weiter oben zu dolomitischen Lagen zusammen; über den knolligen Dolomiten folgen also plattige, gebankte³). Es können aber auch fast unvermittelt dichte dolomitische Bänke einsetzen⁴). Die Dolomiteinlagerungen werden von Sauer⁵) und Bräuhäuser⁶) als Konkretionen aufgefasst. Der Dolomit ist meist grau oder gelb gefärbt und teils sandig, dicht, teils kristallinisch-körnig ausgebildet. Er führt Karneoleinschlüsse. Nach M. Schmidt und K. Rau ist der Dolomit teilweise in Karneol umgewandelt. Im Profil der hinteren Berneck südlich Freudenstadt schwanken die Karneolausscheidungen zwischen Erbsen- bis Kopfgrösse und sind manchmal von Rändern unveränderter Karbonate umhüllt⁷). Nach Eck kann der Dolomit von Chalcedonadern durchzogen sein und können sich auf Kluftflächen Dendriten finden⁸). Die Karneolausscheidungen zeigen die Gestalt von eckigen Brocken oder zelligen Lagen⁹), von Schnüren und Nestern¹⁰). Nach Sauer lässt sich feststellen, dass die Karneolisierung des Dolomites allmählich von Klüften und Spalten aus, die ihn reichlich durchziehen, erfolgt ist¹¹). Die Dolomite können aber auch fast ganz karneolfrei sein. So folgen nach Bräuhäuser bei Schramberg und Alpirsbach über knolligen Karneoldolomiten im Profil plattige, gebankte, in ihrer ganzen Art an Wellengebirgsdolomite erinnernde fast ganz karneolfreie Dolomite¹²). Andererseits kann aber die Verkieselung zur völligen Verdrängung des Dolomits führen. So beobachtete Thüraich auf Blatt Haslach in den oberen Teilen des Oberrotliegenden eine

¹) Vgl. Profil der hinteren Berneck südl. Freudenstadt. Schmidt und Rau, 1910, S. 13.

²) Bräuhäuser, 1909, S. 23, 38; 1911, S. 25.

³) Bräuhäuser, 1909, S. 27 u. 36; 1913, S. 41.

⁴) Z. B. Kirnbachtal b. Schramberg, siehe Bräuhäuser, 1909, S. 36.

⁵) Sauer, 1894, S. 56 u. 1899, S. 25.

⁶) Bräuhäuser, 1909, S. 36.

⁷) M. Schmidt u. K. Rau, 1910, S. 13.

⁸) Eck, 1892, S. 376.

⁹) U. a. Schalch, 1895, S. 49.

¹⁰) Eck, 1884, S. 73 u. 1887, S. 330; Bräuhäuser, 1909, S. 23.

¹¹) Sauer, 1897, S. 35.

¹²) Bräuhäuser, 1909, S. 26; siehe auch die Profile in den Erläuterungen v. Bl. Wildbad, S. 51—53.

grobkörnige, feldspatreiche, löcherige Sandsteinbank von 2—3 m Mächtigkeit, die durch Mangan schwarzbraun gefärbt war und stellenweise Knollen von Karneol und sandigem Roteisenerz einschloss. Da sich gelegentlich in den Hohlräumen sandige Pseudomorphosen in Form von Skalenodern fanden, schloss er, dass die Bank ursprünglich dolomitisch war¹⁾. Nach Wilser zeigen nördl. des Dinkelberges manche Aufschlüsse des dolomitischen bzw. karneolreichen Horizonts „eine kompakte, fast 1 m mächtige Karneolage, andere einen splitterigen Kieselsandstein (ähnlich dem Kieselsandstein im Karneolhorizont des oberen Buntsandsteins) oder verkieselte Kugelsandsteine“. Die Karneole sind die Metamorphosen des Dolomites²⁾.

Die Mächtigkeit der dolomitführenden Schicht schwankt zwischen ziemlich weiten Grenzen. Sie kann nur 0,5—1 m, aber auch erheblich mehr betragen, so im Bohrloch von Dillweissenstein-Pforzheim 7 m³⁾; in denen von Dürrmenz-Mühlacker und von Oberndorf über 3 m⁴⁾, bei der Stadt Schramberg sogar 25—30 m⁵⁾. In der Schramberger Gegend schwankt nach Bräuhäuser die Mächtigkeit des Karneoldolomites unbedeutend nach Niveaudifferenzen der Unterlage⁶⁾. An der oberen Grenze des sogenannten Oberrotliegenden scheint die dolomitische Zone fast nirgends zu fehlen. Eine Ausnahme wird von Thürach berichtet von einem Schriff auf der Ostseite des Täschenkopfes⁷⁾. Im oberen Murgtale auf Blatt Baiersbronn ist das obere Rotliegende nach Regelmann nur lokal durch Dolomit verkittet⁸⁾. Dolomite und dolomitische Kalke sind unter dem Buntsandstein des Kraichgaues und Neckarstufenlandes durch die Tiefbohrungen von Dillweissenstein-Pforzheim⁹⁾, Dürrmenz-Mühlacker und Ingelfingen a. Kocher¹⁰⁾ nachgewiesen, ferner im Bohrloch von Erlenbach-Heilbronn¹¹⁾. Einsprengung von Dolomit und Karneol in Arkosesandsteinen 1 m unter der Grenze fossilführenden, 23,6 m mächtigen marinen Zechsteins. Dolomit bzw. dolomitischen Kalkstein mit „Jaspis“ trafen in der oberen Grenze des Rotliegenden ferner die Tiefbohrungen am oberen Neckar von Oberndorf, Sulz und Dunningen an, „rote Hornsteine“ die von Det-

¹⁾ Thürach, 1901, S. 26.

²⁾ Wilser, 1913, S. 2 u. S. 10; auch 1914, S. 500; 1912, S. 6: „15 m unter der oberen Grenze (d. h. der oberen Arkosen) treten durchweg noch blutrote Carneole hinzu (nämlich zu den Windkantern), teils als Knollen unregelmäßig verteilt, teils wie zertrümmert in Breccienform eingelagert“.

³⁾ Röhrer, 1914, S. 19.

⁴⁾ Röhrer ebenda: Bräuhäuser 1910, Bohrprofile im Anhang.

⁵⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 26.

⁶⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 25.

⁷⁾ Thürach, 1897, S. 37. Ueber die Verhältnisse am Merkur bei Baden-Baden und über die Badener Gegend überhaupt: Eck, 1892, S. 399/400; Thürach, 1913, S. 497/98; Deecke, 1916, S. 221.

⁸⁾ Regelmann, 1908, S. 38.

⁹⁾ Röhrer, 1914, S. 19.

¹⁰⁾ O. Fraas, 1859, S. 326 ff.; 1882, S. 15; H. Eck, 1887, S. 331. Bei Ingelfingen mit Gipsschnüren, sowie Bleiglanz und Kupferkies.

¹¹⁾ E. Fraas, 1914, S. 41. Fraas vermutet bei den Dolomiten und Kalken von Dürrmenz und Ingelfingen Zechstein.

tingen¹⁾). Karneol und Dolomit kommen am Rande der Emmendinger Vorbergzone an der Hochburg vor²⁾). Wir begegnen der Karneol-Dolomitstufe endlich am Dinkelberg, von wo sie Wilser³⁾ beschreibt. Am Rhein wurde sie durch die Bohrung auf dem Weiherfeld bei Rheinfelden über roten Tonen des Oberrotliegenden angetroffen. Hier tritt auch Gips in diesem Horizont auf. Ueber dem Karneolhorizont folgt am Dinkelberg und bei Rheinfelden nochmals eine 40 m mächtige Lage von Arkosen, die Wilser zum Buntsandstein rechnet. Sie werden konkordant vom Hauptkonglomerat überlagert. Würde man sie, wie Disler, zum Rotliegenden stellen, so würde der Karneoldolomithorizont 40 m unter der Perm-Triassgrenze liegen⁴⁾). Der Horizont transgrediert häufig über die tieferen Schichten des Oberrotliegenden auf Granit oder Gneis, dabei aber nicht der Dolomit allein, sondern zusammen mit den Trümmergesteinen, denen er eingelagert ist. Nur ausnahmsweise findet sich Dolomit direkt auf Granit, z. B. bei Schramberg⁵⁾). Die Transgression ist indes nicht allgemein, nur lokal. Der Dolomit ist dabei nicht immer verkieselt. Im Gebiete des nördlichen Granitmassives findet sich solch transgredierender Dolomit auf Blatt Enzklösterle und am Roteschliffbach auf Blatt Obertal-Kniebis⁶⁾, Blatt Simmersfeld⁷⁾, bei Wildbad⁸⁾, bei Herrenalb⁸⁾, auch westlich der Murg an einzelnen Stellen, so auf dem Sohlberg bei Allerheiligen⁸⁾).

Den grössten Umfang erreicht die Transgression der Karneoldolomitstufe anscheinend bei Schramberg, Schiltach und Alpertsbach⁹⁾. Ja, hier scheint sogar der Horizont des Karneoldolomites unmittelbar auf Triberger Granit auflagernd, weiter nach Süden zu greifen als der untere Buntsandstein, also das unmittelbare Liegende des Eckschen Horizontes zu bilden, wie die Vorkommen von geringmächtigen Arkosen bzw. arkoseartigen Sandsteinen oder Letten mit dolomitischen Einlagerungen an der Basis des Buntsandsteins am Untertischnecker Berg und an der Hochsteig bei Schramberg¹⁰⁾ am südlichen Gehänge des Mittelberges nordwestlich Königsfeld¹¹⁾ und vom Krähenkopf nordöstlich Triberg¹²⁾ andeuten, wenn auch hier keine Karneole gefunden wurden. An letzterem Orte reichern sich die knolligen Konkretionen

¹⁾ H. Eck, 1887, S. 345 u. 349; E. Fraas, 1890, S. 37; Axel Schmidt, 1912, S. 172.

²⁾ Glaser, 1914, S. 92; Steinmann, geol. Führer v. Freiburg, S. 48.

³⁾ Wilser, 1912, S. 6; 1913, S. 10 u. 11; 1914, S. 500.

⁴⁾ Bohrprofil bei Wilser, 1913, S. 11 u. Disler, 1914, S. 4.

⁵⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 36.

⁶⁾ K. Regelmann, 1907, S. 71; 1911, S. 52, 53, 56; 1913, S. 45; Eck, 1892, S. 376.

⁷⁾ M. Bräuhäuser und A. Schmidt, 1908, S. 14.

⁸⁾ H. Eck, 1892, S. 373 u. 473; Deecke, 1916, S. 221.

⁹⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 15; siehe auch 1909, S. 15, 25 u. 26 und Eck, 1887, S. 337.

¹⁰⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 26.

¹¹⁾ F. Schalch, 1897, S. 27.

¹²⁾ A. Sauer, 1899, S. 25.

von grauem kristallinem Dolomit nach Sauer zu metermächtigen Bänken an. Endlich ist auch an die weit abseits in SW.-Richtung liegende Transgression auf Gneis an der Hochburg zu erinnern.

Was lässt sich nun über Art und Zeit der Entstehung des Karneoldolomites aussagen? Es liegt nahe, den Dolomit als Sediment des Zechsteinmeeres zu betrachten. Schon Elie de Beaumont sah die entsprechenden Bildungen in den Vogesen als Zechstein¹⁾. O. Fraas²⁾, Laspeyres³⁾, Grebe⁴⁾, Gümbel⁵⁾ und andere schlossen sich dieser Auffassung an, umsomehr als inzwischen in dolomitischen Schichten an der Grenze Perm-Trias in der bayrischen Rheinpfalz durch v. Ammon und Leppa marine Zechsteinfossilien entdeckt worden waren. Ihre Richtigkeit wird aber durch das Vorkommen von Karneoldolomit über bzw. in groben Arkosen des Oberrotliegenden mit Porphyrgeschieben und Granitbrocken („Trümmerarkosen“) einige Meter unter dem versteinierungsführenden, jedenfalls dem obersten Zechstein angehörenden Dolomit bei Heidelberg (im Garten des Heidelberger Schlosses; im Manganbergwerk im Mausbachtal) in Frage gestellt. Der Karneoldolomit ist hier durch eine Lage von feinsandigen, porphyrrarmen Arkosen von dem Zechsteindolomit getrennt. Es zeigen sich wichtige Unterschiede in den beiden Bildungen: Der Karneoldolomit ist typisch wie im Schwarzwald entwickelt, den Granitarkosen in Form einzelner Knauer oder rasch auskeilender Bänke ohne deutliche Schichtung eingelagert; der Zechsteindolomit dagegen bildet eine zusammenhängende Lage. Der erstere ist unrein, stark sandig, sodass er besser als dolomitischer Sandstein zu bezeichnen wäre, führt Porphyreinschlüsse; der Zechsteindolomit dagegen löst sich in Salzsäure fast völlig auf unter Hinterlassung eines geringen tonig-kieseligen Rückstandes⁶⁾. Der Dolomit der Arkose enthält ausserdem bis faustgrosse Knollen und Fetzen oder Bänder von Karneol; vor allem hat er noch keine Fossilien geliefert. Der Unterschied des Auftretens wird schon von Benecke und van Werveke bei der Vergleichung der Karneoldolomite der Vogesen mit dem marinen Zechsteindolomit der Rheinpfalz hervorgehoben: „Es handelt sich

¹⁾ Benecke u. van Werveke, 1892, S. 76.

²⁾ Fraas, 1859, S. 326 ff.

³⁾ Laspeyres, 1867, S. 916.

⁴⁾ Grebe, 1888, S. CXII.

⁵⁾ Gümbel, 1894, S. 904.

⁶⁾ Die genaue Schilderung des Dolomites im Rotliegenden im Mausbachtalstollen, wo die Stufe prächtig aufgeschlossen ist, siehe bei Seebach, 1909, S. 112 ff. Der Dolomit im Rotliegenden wurde auch bei der Neuenheimer Bohrung, hier Erdöl und Eisenkies führend, angetroffen, siehe Blum, üb. d. geognost. Ergebnisse des Bohrversuchs bei Neuenheim; Verhdlgen d. nat.-med. Ver. z. Heidelberg. II. Bd. 1859—62, S. 3. — Eine unreine Dolomitbank findet sich ferner auf dem Wege vom Dossenheimer Kirchberg nach der Bachspring im Oberrotliegenden entwickelt (H. Thürrach, 1918, S. 45); auch von einem Hohlweg südlich von Handschuhsheim beschreiben Benecke und Cohen aus den oberen Schichten des Rotliegenden feinkörnigen Dolomit in großen Blöcken mit 16,60 % Rückstand von Quarzkörnern und Glimmer (geognost. Beschreibung d. Gegend von Heidelberg, 1879, S. 283).

bei diesem Dolomit übrigens nicht um eine in ganz bestimmtem Niveau auftretende Bank, sondern um unregelmässige Ausscheidungen, die nicht selten auf geneigten Klüften durch mehrere Schichten hindurchsetzen. Man gewinnt den Eindruck aus zirkulierenden Gewässern abgesetzter Niederschläge. Im Dolomit des Hohenberges (bei Albersweiler i. d. Pfalz: Str.) hat man eine tonige, dichte, ausgezeichnet parallelepipedisch zerfallende, regelmässig eingelagerte Bank vor sich, die auffallend an gewisse Bänke des rechtsrheinischen Zechsteins erinnert¹⁾. Ueber das gelegentliche Vorkommen von Kalkbänken und Dolomitknauern und deren Ersatz durch Karneol innerhalb des Oberrotliegenden der Wetterau berichtet H. Meyer²⁾, über kalkhaltige sandige Bänke als Zwischenlagerung in Oberrotliegend-Schiefertonen des nördlichen Spessarts Bücking³⁾, über dolomitführende klastische Gesteine von ebenda Thürach⁴⁾, von gelben dolomitischen Knollen und grauen dolomitischen Bänken in roten Sandsteinen unterhalb des so am Morsberge im Odenwalde Chelius⁵⁾. Karneole, z. T. vom Winde angeschliffen, finden sich östlich Darmstadt am Fusse des Rossbergs und Stetteritz in roten Sandsteinen bezw. in diesen eingelagerten Geröllbänken. Nach Klemm ist aber hier kein oberes Rotliegendes vorhanden und sind die Karneole aus pliocänen Schottern stammende Fremdlinge. Die dolomitführenden Sandsteine bei Zeilhard hält er für unteren Buntsandstein⁶⁾.

Die Verfolgung der Dolomite bezw. Kalke des Rotliegenden von der Wetterau bis zum Schwarzwalde führte dazu, sie alle für gleichalterig mit denen der Wetterau, des nördlichen Spessarts und Oberfrankens, die vom unteren Zechstein überlagert werden, also für eine Bildung des Oberrotliegenden zu halten. So schliesst H. Meyer daraus, dass der Horizont im Norden ungefähr dieselbe Entfernung vom zu wie im Süden vom su hat, dass ein reines Auskeilen des Zechsteins stattfinde, und nicht etwa ein völliger Ersatz durch eine terrestre Ausbildung, wie er am Rande des Rheinischen Schiefergebirges und der böhmischen Masse auftritt⁷⁾. Die Frage ist für unsere Untersuchung nicht ohne grundsätzliche Bedeutung; denn wenn der Horizont, da wo er die sogenannte Abrasionsfläche bedeckt, dem Oberrotliegenden angehörte, so würde hier die Bildung der Fläche noch ganz in das Oberrotliegende fallen und würden alle tieferen Schichten zum Rotliegenden gehören.

Es bestehen aber doch Bedenken, alle Dolomite dieser Stufe im Schwarzwalde dem Oberrotliegenden zuzuteilen. Für das Gebiet von Schramberg-Schiltach lässt sich, wie einleitend gezeigt wurde, nach der Ablagerung des Schramberger Oberrotliegenden

¹⁾ 1892, S. 77.

²⁾ H. Meyer, 1913 a, S. 56; Lepsius Geol. v. Deutschl. I. S. 161.

³⁾ Bücking, 1892, S. 126/27; 129.

⁴⁾ Thürach, 1913, S. 498 u. 1918, S. 51.

⁵⁾ Chelius, 1887, S. 38.

⁶⁾ Chelius, 1886; Lepsius a. a. O., S. 404 u. 418; H. Meyer, 1913, S. 56; G. Klemm, S. 63 u. 73.

⁷⁾ H. Meyer, 1913 a, S. 56; siehe ferner Thürach, 1918, S. 51.

und vor der des Karneoldolomites eine Periode tektonischer Bewegungen, bei der das Rotliegende teils versenkt, teils gehoben wurde, nachweisen. Darauf folgte eine Abtragung, der grosse Massen von Rotliegendem zum Opfer fielen und durch die die Erdoberfläche zu einer tafelartigen Fläche eingeebnet wurde. Zu einer solchen Abtragung war vermutlich eine lange Zeit erforderlich. Nun ist schon die Mächtigkeit des noch erhaltenen Oberrotliegenden im Schramberger Graben recht erheblich und ebenso bedeutend als irgendwo sonst im Schwarzwald¹⁾. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Abtragung und Einebnung, die jedenfalls noch länger als die Ablagerung dauerte, und die Transgression der Karneoldolomitstufe sich über die Zeit des Oberrotliegenden hinaus erstreckten. Und was wäre dann in der Zechsteinzeit geschehen, wenn Gebirgsbildung, Einebnung und Ablagerung der dolomitischen Stufe sich schon im Oberrotliegenden abgespielt hätten? Wo, wie in der Schramberger Gegend, der untere Buntsandstein ähnlich dem Rotliegenden ausgebildet ist²⁾, könnte man ja diesen teilweise zum Zechstein ziehen. Wo aber³⁾ in geringer Höhe über den Dolomiten des „ro“ typische Bänke des „Tigersandsteins“, von dem man kaum annehmen kann, dass er an dem einen Orte schon im Zechstein, am anderen erst im unteren Buntsandstein abgelagert worden sei, sondern für den man seiner typischen Ausbildung nach wohl allgemein den unteren Buntsandstein als Ablagerungszeit annehmen muss, folgen, wo überhaupt der untere Buntsandstein typisch entwickelt ist, geht dies nicht gut an. Hier würden also dann Absätze der Zechsteinzeit vollständig fehlen und dabei Buntsandstein und Rotliegendes in gleichförmiger Lagerung und z. T. kontinuierlicher Ausbildung miteinander verbunden sein⁴⁾. Wäre der Schwarzwald im Zechstein Land gewesen, so hätte entweder dauernd Abtragung geherrscht oder etwaige Landsedimente wären später wieder zerstört worden. Das Ergebnis der Abtragung wäre beidemale eine zu den Schichten gleichförmige Abtragungsebene über dem Karneoldolomit gewesen. Es wäre aber dann ein Rätsel, warum gerade die dolomitischen Schichten des obersten Rotliegenden durchweg von der Abtragung verschont geblieben wären. Diese Lösung der Frage ist daher nicht befriedigend. Wäre der Schwarzwald aber vom Zechsteinmeere bedeckt gewesen, so müsste man entweder annehmen, dass etwaige marine Absätze auf dem Grunde dieses Meeres vor der Ablagerung des unteren Buntsandsteins wieder zerstört worden seien, wobei aber dann wieder unerklärlich wäre, warum die Abtragung gerade über der Dolomitzone des Rotliegenden Halt gemacht haben soll, oder dass sich

¹⁾ Bohrloch in der Weihergasse in Schramberg: ro 250 m (siehe Bräuhäuser, 1910, Bohrprofil im Anhang); oberes Rotliegendes b. Baden-Baden nach Eck i. Max. 220—290 m (1892, S. 454); ob. Rotl. im Bohrloch v. Rheinfelden 280 m (Wilser, 1913, S. 18); im Bohrloch v. Mumpf etwa 300 m (Disler, 1914, S. 2—10).

²⁾ Vgl. Bräuhäuser, 1909, S. 22 u. 40.

³⁾ Vgl. Schalch, 1895, S. 50; K. Regelman n, 1911, S. 52 u. 53; Bänke von Tigersandsteinen kommen schon bei Alpirsbach vor (Bräuhäuser, 1913, S. 44).

⁴⁾ Dies nimmt Thürach an, siehe oben S. 20 und 116.

überhaupt keine Sedimente auf dem Meeresgrunde abgesetzt hätten. Das letztere nimmt van Werveke für Schwarzwald und Vogesen an¹⁾). Es ist mir aber doch bei einer in eine Landmasse einschneidenden Bucht, wie das Zechsteinmeer es war, selbst wenn das Land eine völlig abgetragene Wüstentafel gewesen wäre, unwahrscheinlich, dass gar kein Material vom Lande in das Meer gelangt sein soll; mindestens hätte der Wind Sand und Staub hineinwehen müssen. Man müsste daher die weitere Annahme machen, dass etwa Meeresströmungen den Absatz des Materiales im Süden verhindert und dieses weiter nach Norden getragen hätten. Diese Lösung des Zechsteinproblems ist nicht gerade unmöglich, aber angesichts der geringfügigen Entwicklung des Zechsteins im Odenwald und Pfälzerwalde, namentlich von sandigen und tonigen Ablagerungen, mir doch sehr unwahrscheinlich. Natürlich kann ich auch annehmen, dass während einer etwaigen Festlandsperiode des Zechsteins die Gesteinsoberfläche keinerlei Veränderung erlitt, weder durch Aufschüttung noch durch Abtragung. Gerade das letztere wäre mir aber bei dem Trockenklima des Zechsteins, das wahrscheinlich keine zusammenhängende Pflanzendecke aufkommen liess, unverständlich.

Bräuhäuser verlegt die Erosionsperiode in das Rotliegende unter Hinweis darauf, dass Klemm im Odenwald eine solche festgestellt habe²⁾). Es ist aber fraglich, ob in diesem einer Periode allgemeiner Aufschüttung im Rotliegenden eine solche der Abtragung folgte; es kann auch vom mittleren Rotliegenden ab teils Abtragung, teils Aufschüttung geherrscht haben³⁾). Und wenn es wirklich der Fall gewesen wäre, so könnte die Abtragsperiode, da sie dann erst im oberen Zechstein durch das Eindringen des Meeres beendet worden wäre, sich noch weit in den Zechstein hinein erstreckt haben.

Die Karneoldolomitstufe transgrediert häufig mit dem Buntsandstein auf das Kristalline, eröffnet also gleichsam die Transgression des Buntsandsteins. Bräuhäuser betont, dass er dabei insofern mit dem Buntsandsteinprofil verbunden erscheint, als er durchweg dessen Basis bildet⁴⁾). Dazu kommt, dass bei Alpirsbach und Schramberg eine innige Verknüpfung, ein lückenloser Uebergang von den Karneoldolomiten zu dem ebenfalls dolomitische und grobsandige Einlagerungen enthaltenden Unteren Buntsandstein vorhanden ist⁵⁾). Die Dolomitausscheidung dauert in diesem fort und der Uebergang der gröberen in feinere Arkosen, „deren Korn im Gegensatz zu dem des übrigen Buntsandsteins noch recht wenig abgerollt erscheint“, vollzieht sich nur ganz allmählich. Dasselbe soll auf Blatt Freudenstadt, Obertal und Baiersbronn der Fall sein⁶⁾). Wilser schliesst daraus, dass der Karneoldolomit nicht zum Liegenden, sondern zum Hangenden, dem Buntsandstein, gehöre⁷⁾). Be-

¹⁾ van Wervecke, 1914, S. 12.

²⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 31; 1913, S. 41.

³⁾ Vgl. Strigel, 1912, S. 159.

⁴⁾ Bräuhäuser, 1910, S. 25.

⁵⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 37; 1910, S. 15; 1913, S. 41.

⁶⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 22.

⁷⁾ 1913.

sonderes Gewicht legt er dabei auf den Umstand, dass im Profil der Weiherfeldbohrung bei Rheinfeldern das Hangende des Dolomithorizontes aus Arkosen, das Liegende dagegen aus Mergeln besteht, dass also mit dieser Stufe ein Facieswechsel, der auf andersartige Sedimentierungsverhältnisse schliessen lässt, einsetzt. Es ist dies allerdings nicht durchweg der Fall. Denn schon unmittelbar nördlich davon im Wiesental stellt Wilser selbst im Liegenden und Hangenden Arkosen, die sich zum Verwechseln ähnlich sehen¹⁾, fest, und auch sonst findet sich dieser Fall anscheinend ebenso oft wie das Gegenteil²⁾. Der Karneoldolomit bildet also offenbar nicht überall genau die Grenze zwischen Perm und Trias. Deecke betrachtet ihn, insofern er eine wesentliche Wandlung in der Sedimentation oder der Zufuhr von Mineralstoffen anzeige, anscheinend als Produkt derselben marinen Transgression, die den Buntsandstein abgelagert habe³⁾.

Auch Wilser glaubt, dass diese Transgression die Carbonate mitgeführt habe⁴⁾. Die angeführten Gründe beweisen aber die Zugehörigkeit der Dolomitstufe zum Buntsandstein nicht mit Sicherheit. Wenn der Facieswechsel etwas beweisen sollte, müsste er allgemein sein. Der lückenlose Uebergang kann sich aus ununterbrochener Sedimentation und mancherorts allmählich, nicht plötzlich erfolgter Aenderung der Sedimentation an der Perm-Trias-Wende erklären, ähnlich die Fortdauer der Dolomitbildung, sofern sie wirklich von der gleichen Art sein sollte. Uebrigens ist die Untergrenze der Karneoldolomite gegen das ältere Oberrotliegende immer unscharf (vgl. für Alpirsbach-Schramberg, Bräuhäuser, 1913, S. 41), die Obergrenze gegen den Buntsandstein nur da, wo dieser rotliegendähnlich ist; sonst kann letztere auch scharf sein. Darüber, ob die Dolomite von einem Meere mitgeführt sein müssen, werden wir gleich Näheres hören. Gegen die Zuziehung zum Buntsandstein spricht ferner, dass der Dolomit einerseits nicht überall mit dem Buntsandstein zusammen transgrediert, sondern nur stellenweise, andererseits aber weiter nach Süden greift, als der untere Buntsandstein, ohne aber mit den weiter nach Süden transgredierenden höheren Stufen verbunden zu bleiben, also die Transgression des Karneoldolomites sich von der des Buntsandsteins unabhängig und der Dolomit im ganzen sich so doch mehr in seiner Verbreitung an die jüngsten permischen Sedimente gebunden zeigt.

¹⁾ Wilser, 1913, S. 12.

²⁾ Vgl. Blatt Oberwolfach-Schenkenzell, Sauer, 1895, S. 48; darunter und darüber grandige Arkosesandsteine; Peterstal-Reichenbach, Schälch, 1895, S. 50; darunter und darüber bröcklige rote Tone. Dagegen auf Bl. Freudenstadt, Schmidt u. Rau, 1910, S. 16: Liegendes undeutlich geschichtete Arkosen, Hangendes etwas besser geschichtete tonige Sandsteine; im Bohrloch von Dillweissenstein (Röhner 1914, S. 13/14): Liegendes graue, harte Sandsteine mit Geröllen, Hangendes rote, sandige Tone.

³⁾ Deecke, 1916, S. 205.

⁴⁾ Wilser, 1913, S. 11.

Immerhin haben wir Grund zu der Annahme, dass die Dolomitabscheidungen nicht überall gleichalterig sind. Die Bedingungen zu ihrer Entstehung müssen längere Zeit hindurch unverändert bestanden haben oder wiederholt eingetreten sein, vom Oberrotliegenden bis zum Buntsandstein. Nimmt man an, dass die Dolomitbildung in der Wetterau früher möglich war als im Schwarzwalde, so hätten wir ein Fortschreiten derselben von Nord nach Süden, das kaum ohne Beziehung zum Vordringen des Zechsteinmeeres in der gleichen Richtung sein dürfte. Der Karneoldolomit wäre dann gewissermaßen der Vorläufer des fossilführenden karneolfreien Dolomites. Eine solche Annahme ist aber nicht unbedingt notwendig. Es können auch im Süden schon im Oberrotliegenden umfangreichere Karbonatabscheidungen erfolgt, aber später zum Teil durch Abtragung zerstört worden sein. Es kommen ja auch innerhalb des „ro“ im Schwarzwalde Dolomite vor¹⁾. Von den Dolomiten bei Heidelberg ist übrigens das Rotliegendalter nicht sicher. Bestimmt ist nur, dass sie älter als der fossilführende marine Dolomit im Hangenden, der wahrscheinlich zum zo gehört, sind. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sie im Zechstein entstanden ist.

In den Vogesen ist das Vorkommen des Dolomites in Verbindung mit Karneol genau entsprechend dem im Schwarzwalde, nämlich als Einlagerungen in klastischen Gesteinen des „Oberrotliegenden“²⁾. Das Vorkommen von Dolomitknauern und „Geschieben von Karneol“ (? Str.) in mehreren Horizonten bis 40 m unter der oberen Grenze des Oberrotliegenden im Breuschtal³⁾ deutet vielleicht darauf hin, dass die Bedingungen für die Dolomitbildung längere Zeit anhielten. Nach Lepsius treffen wir den Dolomit in weiter Verbreitung an, im Süden der Vogesen im Becken von Ronchamp⁴⁾, im Westen im Val d'Ajol und in der Umgegend von St. Dié; er findet sich ebenso an den isolierten Bergen südlich vom Hochfeld, am Climont und Voymont, am Ungersberg und Altenberg (also im Rotliegenden westlich Laach und des Weilertales: Verf.); ferner nördlich der Vogesen am Fusse der Burg Windstein im Jägerthal bei Niederbronn⁵⁾. Im Becken von St. Dié lagern über der dolo-

¹⁾ Siehe oben S. 122. So wurden im Schramberger Oberrotliegenden nach Paulus durch das 120 m unter dessen Obergrenze angesetzte Bohrloch im Schloßgarten schwache Dolomitschichten nachgewiesen (Eck, 1887, S. 342); ebenso traf die Sulzer Bohrung eisenschüssige, dolomitische Partien in Tonsteinen des tieferen Oberrotliegenden eingelagert (Axei Schmidt, 1912, S. 172). Im Wolftal kommen nach Sauer dolomitführende Bänke auch tiefer im Oberrotliegenden vor, sogar, wie im Bett des Selzbühl bei Schapbach, an der Basis auf Granit; mit Karneol zusammen allerdings nur an der Obergrenze (1895, S. 50); bei Sulzbach i. Murgtal kommen Dolomite innerhalb des Oberrotliegenden in Schiefertönen vor (Eck, 1892, S. 366).

²⁾ Benecke u. van Werveke, 1892, S. 67; Lepsius, 1892, S. 417/18.

³⁾ Benecke u. van Werveke, 1892, S. 73; auch Benecke, Bücking u. s. w. (geol. Führer), 1900.

⁴⁾ Im Becken von Belfort haben die Bänke mit Dolomitknauern eine Mächtigkeit von 7,6 m (Lepsius, 1875, S. 87).

⁵⁾ Lepsius, a. a. O., S. 418.

mitführenden Stufe übrigens noch bis 20 m mächtige Tonsandsteine mit Geröllen von Granit, Porphyrr etc., und darüber erst Buntsandstein (jedenfalls Hauptbuntsandstein: Verf.). „Die Oberfläche des Rotliegenden ist, wie gewöhnlich ungleich ausgefurcht und teilweise zerstört, so dass sich der Bunte Sandstein mehr oder weniger deutlich diskordant auflagert“¹⁾. Daraus geht hervor, dass die dolomitische Stufe nicht zum Buntsandstein gehört. Hervorgehoben sei die Angabe von L e p s i u s, dass auch bei konkordanter Ueberlagerung die arkoseartigen Sandsteine des Rotliegenden meist ohne wesentliche Aenderung noch über den Dolomithorizont fortgehen²⁾. B e n e c k e und v a n W e r v e k e beschreiben den Dolomit ausserdem aus dem Rotliegenden von Gebweiler, vom Breuschtale und von Weissenburg i. Lautertale, K. Brunzel vom obersten Rotliegenden nördlich vom Donon³⁾. Im Jägertale ist eine räumlich wenig ausgedehnte, nur 10 m mächtige Schichtenreihe von Arkosen und Sandsteinen auf Amphibolgranit ruhend unter Schloss Windstein aufgeschlossen. Sie gehört ausschliesslich oberem dolomitführenden Rotliegenden an, das in den Vogesen in ähnlicher Weise über das tiefere Rotliegende übergreift wie im Schwarzwalde⁴⁾. Dies ist auch am Donon, am Climont, an der Hohkönigsburg und anderen südlicher gelegenen Punkten zu beobachten⁵⁾. Da der untere Buntsandstein wenig südlich und auch westlich von Niederbronn auskeilt⁶⁾, greift die Dolomitstufe also weit darüber nach Süden und Westen hinaus, ist aber auch hier mit der Transgression der höheren Buntsandsteinstufen nicht überall verknüpft.

Im Pfälzerwald wird von dem ehemals als einheitliche Bildung angesehenen und von L e p p l a zum unteren Buntsandstein gestellten Komplex von roten Sandsteinen und Schiefertönen der Teil unterhalb der fossilführenden Zechsteinbank vom Hohenberg zum Oberrotliegenden gestellt, so dass sich dieses in eine untere konglomeratische und obere sandig-tonige Abteilung („Rötelschiefer“) gliedert⁷⁾. Tiefer als der Zechsteindolomit kommen innerhalb des Oberrotliegenden Einlagerungen von kristallinischem, meist knollenförmigem Dolomit vor und zwar sowohl in Verbindung mit Konglomeraten der unteren Abteilung, wie bei Lambrecht, als auch in höheren Lagen der Rötelschiefer, wie am Hohenberg⁸⁾ und bei Silz. Von einem Dolomit-

¹⁾ L e p s i u s, 1892, S. 415 nach V é l a i n auch am Voymont setzen die grobkörnigen Grussandsteine über dem Dolomithorizont noch etwa 70 m fort (L e p s i u s, 1875, S. 87); siehe auch K e ß l e r, 1914, S. 64.

²⁾ 1875, S. 86.

³⁾ B e n e c k e u. v a n W e r v e k e, 1892, S. 72/74; im Lautertal Aufschluß am Germanshof hinter Schloß Langenberg, wenige Schritte von der Grenze auf bayr. Gebiet; K. B r u n z e l, 1896, S. 188; v. W e r v e k e, 1894, S. 25; B e n e c k e, 1888, S. IX (Dolomit nahe der oberen Grenze); A n d r e a e, A., u. s. w., 1892, S. 38; v. A m m o n u. s. w., 1897, S. 46.

⁴⁾ Nach L e p s i u s 1875, S. 89.

⁵⁾ B e n e c k e u. v a n W e r v e k e 1892, S. 74.

⁶⁾ Ebenda, S. 77.

⁷⁾ Th ü r a c h, 1894, S. 35/36; B o t z o n g, 1910, S. 62.

⁸⁾ B o t z o n g, a. a. O.

horizont des Oberrotliegenden kann man hier nicht reden; es ist nur innerhalb des sog. ro eine Neigung zur Bildung von knolligen Konkretionen und rasch auskeilenden Bänken von Dolomit festzustellen. Karneolisierung scheint wenig vorzukommen¹⁾. Als Bildungszeit kommt hier wie bei Heidelberg nicht nur das eigentliche Rotliegende, sondern auch noch der Zechstein bis zur marinen Transgression des oberen in Betracht. Auch im unteren Buntsandstein treten nach Thürach „kristallinische, sandige Dolomite“ auf²⁾.

Im Oberrotliegenden des Donnersbergbeckens kommt über den Grundkonglomeraten der Winnweiler Stufe (= Waderner Schichten, mittleres Oberrotliegendes), etwas höher als die Pflanzen und Anthracosen enthaltende Wingertsweiler Tonsteinbank, eine graue karbonatische, mehr aus Dolomit wie aus Kalk bestehende Bank mit starken Hornstein-(Jaspis-)Ausscheidungen vor. Sie scheint innerhalb des Beckens grössere horizontale Verbreitung zu haben, daher von O. M. Reis als Hauptkalkkieselbank bezeichnet³⁾. Auch das in höheren Horizonten des mittleren Oberrotliegenden folgende Jakobsweiler Kalkbänkchen mit tierischen Resten (siehe oben S. 91), auch Acanthodesbank von Reis genannt, das durch das ganze Oberrotliegende der Gegend verfolgbar ist, kann dolomitisch werden⁴⁾. In grösserer Entfernung vom Porphyrmassiv des Donnersberges, wo die Grundkonglomerate des mittleren Oberrotliegenden verschwinden und dieses nur zwei Abteilungen unterscheiden lässt, zeigt die obere Abteilung etwas unter dem Vortebraaten führenden grauen Kalkbänkchen „als bemerkenswerte Einlagerungen zwei Regionen von Tonsteinen und Kalken bzw. Dolomiten mit Hornsteinausscheidungen“⁵⁾. Brockige Kalk-Jaspis-Bänke kommen vereinzelt in Schiefertönen bei Reuschbach unter einer groben Melaphyrbreccie vor⁶⁾, ebenso bei Pörrbach über dem Melaphyr-Grenzlager ein knolliger, toniger Dolomit, der Fragmente zersetzten Melaphyrs einschliesst und nur stellenweise sich zu Bändern und festeren Bänken zusammenschliesst⁷⁾. Aber auch innerhalb der obersten Abteilung des Oberrotliegenden, der Rötelschiefer, treten an zahlreichen Stellen in höherem Niveau dünne, dolomitisch gebundene hellgraue, feinsandig-tonige Bänkchen auf. Reis möchte die in höheren Rötelschiefeln nachgewiesenen Kupfererze⁸⁾ als Vertretung des Kupferschiefers und daher diese dolomitischen Bänkchen als solche des Zechsteins ansehen, allein man ist keineswegs gezwungen, sofern darunter mariner Zechstein zu verstehen ist, sich dieser Deutung anzuschliessen⁹⁾. Erwähnt sei auch, das kalkig-dolomitische Konglomerat an der Basis der Staufer

¹⁾ Von Dolomit am Wolfsbergtunnel b. Neustadt a. H. gibt Vogelgesang Karneolführung an (1886, S. 23).

²⁾ Thürach, a. a. O. S. 36.

³⁾ O. M. Reis, 1910, S. 133; 1903, S. 121; 1921, S. 41 u. 53 54.

⁴⁾ O. M. Reis, 1910, S. 134.

⁵⁾ Reis, 1903, S. 122; 1910, S. 132.

⁶⁾ Reis, 1903, S. 123.

⁷⁾ Reis, 1910, S. 133.

⁸⁾ Siehe auch Laspeyres, 1867, S. 885.

⁹⁾ Reis, 1903, S. 121 u. 134. — 1921.

Schichten zwischen Lauter und Stauf¹⁾. Reine Dolomite kommen nach Leppla in groben Konglomeraten des Oberrotliegenden bei Sobernheim a. d. Nahe vor²⁾, auch in Waderner Schichten (mittleres Oberrotliegendes) der Gegend von St. Wendel bankige Dolomitausscheidungen und Dolomitknollen zugleich mit Achat und hellrotem Karneol (z. B. auf der Höhe zwischen Bliesen und Baltersweiler³⁾). Dolomitknauer oder sandig-dolomitische Bänke kommen in der Primstalmulde innerhalb des Oberrotliegenden, besonders aber an dessen oberer Grenze unter dem Buntsandstein verbreitet vor, auch an der Saar bei Mettlach und Ponten und in der Trierer Bucht⁴⁾. Die Dolomitvorkommen im Oberrotliegenden zwischen Saar und Nahe sind aus drei Gründen bemerkenswert: 1. sind sie nicht auf einen Horizont beschränkt, sondern erstrecken sich vom Beginn des mittleren Oberrotliegenden bis an die Buntsandsteingrenze; 2. zeigen sie, dass es Karneoldolomite innerhalb des Oberrotliegenden gibt und dass diese mit einer Buntsandsteintransgression nicht das geringste zu tun haben brauchen; 3. ist wichtig, dass eine stellenweise dolomitische Kalkbank (Acanthodesbank) Tierreste enthält.

Wieweit die Dolomite im obersten Teile des Rotliegenden bzw. Perms nach Osten reichen, zeigt ihre Verbreitung in Böhmen, Schlesien und Sachsen. In der Bucht von Teichwolframsdorf und Wünschendorf südlich Gera lagern auf Grauwacke Sandsteine mit dolomitischem Bindemittel und Linsen von Dolomit; unmittelbar darüber grobkonglomeratischer bis sandiger Schiefergebirgsschutt, stellenweise dolomitisch verkittet und Dolomitknauer führend. Irrtümlich als Buntsandstein aufgefasst, stellen diese Bildungen nach Brandes Oberrotliegendes (oder höchstens ein Äquivalent der unteren Letten des zo) dar⁵⁾. Im Westteil des Erzgebirgischen Beckens stellen sich über dem konglomeratischen Oberrotliegenden dolomitische Sandsteine ein, die nach Credner durch Anreicherung des Dolomites in sandige gelbliche Dolomite übergehen können. Sie werden ihrerseits von bunten Letten des oberen Zechsteins (oder des obersten Rotliegenden?) überlagert⁶⁾.

In Niederschlesien wird das aus mächtigen roten, sandigen Porphyrkonglomeraten und roten Sandsteinen bestehende Oberrotliegende nach Scupin von einem kalkig-dolomitischen Konglomerat, das unter Wüstenklima entstanden sein soll, überlagert. Der Beginn desselben fällt noch in das Ober-

¹⁾ Leppla, 1889, S. 36, 43.

²⁾ Leppla, 1892, S. 82.

³⁾ Reis, 1904, S. 123; van Wervecke (Bl. Saarbrücken), 1906, S. 119; auch Grebe-Rolle (Bl. Ottweiler, 1894, S. 18).

⁴⁾ van Wervecke, 1906, S. 118/119; Grebe, 1888, S. CXII; 1892, S. 463; Lepsius, 1892, S. 160. Ueber Dolomitvorkommen bei Trassem und Saarburg in Schichten, die früher dem Buntsandstein zugeteilt, wahrscheinlich Oberrotliegendes sind, siehe van Wervecke, 1910, S. 49/50; Keßler, 1914, S. 58/67; Reis, 1921, S. 60.

⁵⁾ Brandes, 1919, S. 229.

⁶⁾ Credner, 1880, S. 114; Brandes, 1919, S. 205 u. 218; siehe auch Credner, Elemente d. Geologie, 6. Aufl., S. 516.

rotliegende; seine Bildung setzt sich aber in den der böhmischen Landmasse zugekehrten Teilen im SW., die vom Zechsteinmeer erst spät oder nur vorübergehend überflutet wurden, noch in der Zechsteinzeit fort. Es kann hier den unteren und sogar mittleren Zechstein vertreten. Der „obere Zechsteinsandstein“, das jüngste Glied des oberen Zechsteins, nach Scupin ebenfalls eine im wesentlichen aus klastischen Ablagerungen bestehende Wüstenbildung, führt oben klotzige Dolomitbänke und Einlagerungen eines plattigen, oft zuckerförmigen Dolomites in dünnen Bänken. Scupin nimmt an, dass sich diese Dolomite in periodischen Wasseransammlungen ausgeschieden haben¹⁾. Im Braunauer Lande folgt nach den Untersuchungen von Berg über den etwa 50 m mächtigen Konglomeraten des Oberrotliegenden eine etwa 20 m mächtige dolomitische Arkose, d. h. durch „reichliches, dolomitisches Kalkzement“ sehr fest verkitteter feldspatreicher Sandstein, dessen Cement sich zu „Kalkknörpeln“ und rein dolomitischen Partien mit Hornsteinknauern anreichern kann. Sie wird von Berg als wahrscheinlicher Vertreter des Zechsteins bezeichnet, da sie dem Zechsteinkonglomerat der Gegend von Löwenberg überraschend ähnlich werden könne²⁾. In derselben Weise ist die dolomitische Arkose im nordwestlichen Teil der mittelsudetischen Mulde, bei Friedland und Schönberg, entwickelt³⁾. Sie vertritt im Gebiete dieser Mulde nach Scupin fast den gesamten Zechstein. Der oberste Zechstein tritt nach ihm auch hier in der Facies buntsandsteinähnlicher roter Sandsteine und Letten, die nach oben hin Dolomite führen, auf. In der Grafschaft Glatz kommen nach Dathe in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden dolomitische Kalksteine vor und in den Kreuznacher Schichten dolomitischer Kalk und Karneol⁴⁾.

Wir begegnen den gleichen Bildungen auch im Süden des Riesengebirges. Von den zehn Zonen, in die hier Petraschek das Perm von Trautenau gliedert, enthält die zweitoberste neben kalkigen auch dolomitische Sandsteine. Es ist die gleiche Stufe, die häufig Tongallenschichten führt und auf Grundgebirge transgrediert, wobei dieses in inselbergartigen, von Schuttmänteln eingehüllten Klippen aufragt (vgl. oben, S. 65 u. 89). Die jüngste Stufe, die sog. Schönberger Schichten, wird von den eben geschilderten dolomitischen Arkosen gebildet; sie führt an der Basis Linsen und Knauern eines zuweilen sinterartigen dolomitischen Kalkes⁵⁾. Bemerkenswert ist, dass auch hier im Osten die Dolomite hauptsächlich Einlagerungen in klastischen Gesteinen darstellen, und dass ihre Bildung im oberen Rotliegenden begann und sich im Zechstein offenbar noch fortsetzte. Zwischen den böhmisch-sächsischen und den südwestdeutschen Vorkommen würde das an der Grenze des Rotliegenden und Zechsteins auftretende von Burggrub bei Kronach in Oberfrän-

¹⁾ Scupin, 1916, S. 1268 u. 1275; siehe auch oben S. 105.

²⁾ Berg, 1909, S. 34 u. 35.

³⁾ Siehe die Beschreibung bei G. Berg, 1905, E. Zimmermann und G. Berg, 1907.

⁴⁾ E. Dathe, 1900, S. 78.

⁵⁾ W. Petraschek, 1907, S. 282.

ken, das Thü r a c h angibt, liegen¹⁾. Aus der Tiefbohrung von Mellrichstadt a. d. Rhön teilt v o n A m m o n mit, dass Sandsteine unmittelbar unter dem Mergelschiefer des unteren Zechsteins Carbonate (Calcit) und Anhydrit führen²⁾.

Im Rotliegenden der Oberpfalz, in welchem Rötelschiefer ebenfalls die Hauptmasse ausmachen, kommen nach G ü m b e l auch kalkige, aber stets geringmächtige Lagen vor. Bei Erbdorf finden sich nur knollige Ausscheidungen; dagegen im Weidener Becken „sehr unregelmässige Lagen knolligen, fast kristallinisch-körniger, dolomitischen rötlichen Kalkes, welche gewissen Lagen in dem pfälzischen Rotliegenden ähnlich sehen“³⁾. Leider fehlt bei G ü m b e l jede nähere Angabe über den Horizont dieser dolomitischen Kalke.

D e e c k e betrachtet den Karnoldolomit als Beweis einer marinen Transgression⁴⁾. Da wir „Dolomit aus S ü s s w a s s e r bisher nicht“ kennen, so „müssen in irgend einer Form, sei es auch nur als Staub, Salz und seine Begleiter zugeführt worden sein.“ Oben (S. 130, 132) wurde gezeigt, dass die Dolomite nahe der oberen Grenze des Rotliegenden auch im Schwarzwalde und in den Vogesen nicht zur Trias, sondern zum Perm gehören, also auch nicht das Produkt der Transgression eines Triasmeeres sein können.

Die Hauptfrage ist zunächst, ob wir nur marinen oder auch terrestrisch entstandenen Dolomit kennen. Z i r k e l führt Dolomitmassen aus dem schlesischen Rotliegenden der Gegend von Schönberg und dem erzgebirgischen Rotliegenden an, ferner nach N a u m a n n ein Dolomitlager im Döhlener Kohlenbecken, das der unteren Grenzstufe des Rotliegenden angehört; auch in der Steinkohlenformation treten in Verbindung mit limmischen Kalksteinen Dolomite auf⁵⁾. In den Kuseler Schichten der bayrischen Nordpfalz kommen ferner Kalk- und Dolomiteinlagerungen vor, die bis 1 m mächtig werden können und zwischen denen schwache Kohlenflöze auftreten. Die Heisensteiner Schichten der Vogesen führen neben Kohlenschiefern und Kalken Dolomite⁶⁾. Die Sedimente des Erzgebirgischen, Döhlener und Saar-Nahe-Beckens, überhaupt der limmischen Steinkohlenbecken, werden aber fast allgemein für terrestrisch, ja sogar für Süßwasserbildungen gehalten. Die darin eingeschlossenen Dolomite wären also darnach ebenfalls Süßwasserabsätze. Von den Dolomiten, die innerhalb des Rotliegenden im Schwarzwalde vor-

¹⁾ Thü r a c h, 1913, S. 498 u. 1918, S. 51, siehe oben S. 127. Bei Thü r a c h 1894, S. 48, ist das Profil von Burggrub ausführlicher wiedergegeben, aber ohne Angabe über Dolomitführung; es ist nur von knolligen, lockeren Sandsteinen die Rede.

²⁾ v. A m m o n, 1900, S. 183.

³⁾ G ü m b e l, 1868, S. 445.

⁴⁾ D e e c k e, 1916, S. 205.

⁵⁾ Z i r k e l, Lehrb. d. Petr., 3. Bd. 1894, S. 500; siehe auch C r e d n e r, 1880, S. 108; ferner Elemente d. Geol. 6. Aufl. 1887, S. 516; über Dolomit in Ottweiler Schichten von Bl. Saarbrücken siehe v a n W e r v e k e, 1906, S. 83.

⁶⁾ v a n W e r v e k e, 1906, S. 97; B e n e c k e u. v a n W e r v e k e, 1892.

kommen, war schon oben die Rede¹⁾. D e e c k e führt selbst diejenigen aus dem mittleren Rotliegenden vom Langhärdele und vom unteren Murgtale, aus den roten Schiefertönen des Oberrotliegenden von ebenda an²⁾).

Zunächst sei die Dolomitbildung aus Süsswasser zur Erörterung gestellt. Wir haben zwischen primärer und sekundärer Dolomitbildung zu unterscheiden, je nachdem ein Sediment während des Absatzes bzw. unmittelbar danach und zwar im gleichen Medium und vor der Fossilisation zu Dolomit wird oder erst durch nachträgliche Umwandlung. Dolomit oder dolomitischer Kalk soll als Quellenabsatz vorkommen. L e u t e berichtet über einen echten Dolomit mit 45,4% $Mg\ CO_3$ von kreideähnlicher Beschaffenheit, der mit tertiären Süsswasserkalkschichten bei Ulm eng verbunden ist und also wohl auch aus Süsswasser abgesetzt ist³⁾. Kalkschlamm (Seekreide) findet sich als Sediment häufig am Grunde heutiger Süsswasserseen, nur zeigt er in der Regel einen geringen Mg-Gehalt. Beträchtlicher ist dieser beim Sediment des Plattensees (mehr als 15 % $Mg\ CO_3$) und des Neusiedler Sees⁴⁾. Für direkten Niederschlag von Dolomit⁵⁾ oder auch für Umsetzungen zwischen metastabilen Phasen von $Ca\ CO_3$ und Mg-haltigem Seewasser wird der schwache Salzgehalt immer einen wichtigen Unterschied gegenüber dem Meereswasser darstellen. Dagegen wird man vielleicht in besonderen Fällen Auslaugung überschüssigen Kalkes aus Mg-haltigem Kalkschlamm durch das Seewasser nicht von vornherein für unmöglich halten oder nachträgliche Entstehung von Dolomit aus einem Gemenge von Mg- und Ca-Karbonaten in Anwesenheit von Salzen unter der Wirkung höheren Druckes oder höherer Temperatur.

Sekundär kann Dolomit auch durch Umwandlung aus Kalkstein hervorgehen, entweder metasomatisch durch Mg-haltige Quellen unter Austausch des leichter löslichen Ca gegen Mg, oder aus von vornherein Mg-haltigen Kalken auch ohne Zufuhr von Mg durch Auslaugung des überschüssigen $Ca\ CO_3$ durch CO_2 -haltige Quellen. Fälle von derartiger sekundärer Dolomitisierung von Süsswasserkalken durch an der Oberfläche oder auf Klüften zirkulierende Gewässer sind bekannt. T o r n q u i s t ist der Auffassung, dass in Süsswasserkalken der älteren Formationen verbreitet Dolomitisierung eingetreten sei und zwar unter dem Einfluss von Ammoniumkarbonat⁶⁾. Bei sekundärer Entstehung der Oberrotliegenddolomite aus Süsswasserkalken wäre nur — im Gegensatz zu Kalken des älteren Rotliegenden — die ausserordentliche Häufigkeit, beinahe Regelmässigkeit mit der die Umwandlung eingetreten wäre, verblüffend. Ueber primären Dolomitabsatz aus Süsswasserseen wis-

¹⁾ S. 122; über Kalke und Dolomite als lokustre Bildungen des Erzgebirgischen Beckens; siehe Brandes, 1919, S. 215.

²⁾ D e e c k e, 1916, S. 172, 180, 189.

³⁾ Zirkel, a. a. O., S. 503.

⁴⁾ J. Walther, 1893/94, S. 765/67.

⁵⁾ Ueber Ausflockung aus kolloidalen Mg- und Ca-karbonatlösungen siehe C. Goetz, 1921, S. 149.

⁶⁾ 1916, S. 165.

sen wir demnach so gut wie nichts. Trotzdem wird man angesichts der aufgeführten Fälle von Dolomitbildung in Seebecken des Carbons und älteren Rotliegenden die Möglichkeit nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen wagen.

Günstiger als im humiden sind im ariden Klimareich die Bedingungen für die Dolomitbildung, insofern hier die chemischen Sedimente eine hervorragende Rolle spielen. J. Walther hebt von der Wüste im Gegensatz zu feuchten Ländern hervor: „Nur hier scheiden sich die im Wasser gelösten Stoffe aus, nur hier können Salz- und Gipslager, nur hier chemisch ausgeschiedene Kalke und Dolomite (von mir gesperrt: Str.) in grösserer Verbreitung entstehen“¹⁾. Man kann sich die Dolomite im Oberrotliegenden und an der Perm-Triasgrenze als Oberflächenkruste nach Art der Kalkkrusten der heutigen Halbwüsten entstanden denken, ausgeschieden aus dem eingesickerten Regenwasser, das durch die Verdunstung an der Oberfläche zur Umkehr und zu kapillarem Aufstieg gezwungen wird und wenig unterhalb der Oberfläche die im Boden gelösten Salze abgibt²⁾. Bedingung für die Entstehung solcher Krusten ist nach Blankenhorn starke Verdunstung bei einer mittleren jährlichen Regenmenge von 20—60 cm. Diese genügt, um die leichter löslichen Salze wie Kochsalz und Gips auszulaugen. Das durch die lebhaftere Verdunstung an die Oberfläche gesogene Grundwasser bringt nun nicht wie in der Wüste Salz und Gips, sondern die schwerer löslichen Salze an die Oberfläche und scheidet sie als Krusten aus³⁾. Diese Erklärung stammt, wie Fischer angibt, von Maw, dem Geologen der Hooker'schen Expedition. Fischer selbst möchte daneben die infolge starker Besonnung in trockenem Klima sofort verdunstenden Platzregen zur Erklärung beiziehen. Als Bildungsbedingung gibt er daher heftige Regengüsse mit darauf folgender starker Insolation in verhältnismässig trockenem Klima an⁴⁾. Derartige Kalkkrusten sind u. a. in den Steppen der Atlasländer von Th. Fischer, Blankenhorn, in Palästina von O. Fraas, in Südafrika von Bornhardt, Passarge, Cloos, v. Staff, Obst, E. Kaiser, im westlichen Texas und in Neumexiko von J. Walter, in Mexiko (z. B. bei Mazapil) von F. Frech beobachtet worden. Kalkabscheidungen in der Nähe der Erdoberfläche kommen sogar in den Schwarzerdegebieten Osteuropas vor⁵⁾. Die Kalkrinden werden als blättrige Krusten oder krümelige oder knollige Konkretionen beschrieben, die in einer Mächtigkeit von etwa $\frac{1}{2}$ —2 m den losen Schutt oder die Gerölle an der Oberfläche verkitten und ihm dadurch die Widerstandskraft festen Gesteins verleihen

¹⁾ J. Walther, 1912 a, S. 324.

²⁾ Angedeutet von H. L. F. Meyer, 1916, S. 200 u. 244?

³⁾ M. Blankenhorn, 1901, S. 480 ff.

⁴⁾ 1900, S. 85 u. 86; übereinstimmend damit Frech, 1911, S. 83. auch H. Cloos, 1911, S. 26.

⁵⁾ Ramann, 1911, S. 540; in den Atlasländern beobachteten sie vor den genannten deutschen Forschern nach Fischer (1900, S. 86) englische und französische Geologen (Maw: G. Flamand, G. Rolland, Le Mesle); über solche Bildungen in Katalonien und an der Riviera siehe Fischer a. a. O.

können¹⁾. Sie bestehen nach Blankenhorn in Aegypten aus einem schwach kieseligen Kalk, enthalten ausserdem etwas Eisenoxyd und Wasser mit Spuren von NaCl. Der Kalkstein ist nach G. Rolland in der algerischen Sahara und im Atlashochlande gips-haltig²⁾. Auch im Indusdeltaland kommen Kalkkrusten zusammen mit Gipskrusten vor.

In den Hochplateaux Algeriens und im Inneren Marokkos verbreiten sie sich nach Blankenhorn „(bis 50 cm stark) über ungeheure Flächen, völlig unabhängig vom Relief und der Beschaffenheit des Untergrundes.“ In Südwestafrika überzieht die Bildung nach Cloos „in weiten Decken Hügel, Täler und Ebenen, unter Uebergang höherer Berge und scharf eingeschnittener Täler“, geht über flache Wasserscheiden hinweg, dringt in Klüfte des Gesteinsuntergrundes ein, daher von H. Cloos als Deckkalke, von E. Kaiser als Flächenkalke bezeichnet³⁾. Die Kalkkruste scheint „eine über die ganze Erde verbreitete Oberflächenerscheinung der gleichen Klimazone, der Halbwüste im Sinne Walthers zu sein⁴⁾. Auch Ramann hebt hervor, dass sie auf das gemässigte Wüstenklima beschränkt sind und in echten Wüsten fehlen⁵⁾.

Das oben geschilderte Auftreten des Dolomites als Einlagerung in klastischen Gesteinen aller Art in Gestalt von knolligen, zapfen-, schnur- oder linsenförmigen Konkretionen oder von dünnen Bänken, wodurch die Gesteine verkittet und verhärtet werden⁶⁾, würde durch die Auffassung als Oberflächenkruste gut erklärt; ebenso wäre das Uebergreifen über die permischen Sedimente auf das Grundgebirge verständlich, da solche Krusten nicht nur über Sedimenten, sondern auch über dem Verwitterungsschutt des Grundgebirges entstehen konnten. Wir würden auch begreifen, warum der Dolomit nicht überall unter dem Buntsandstein vorhanden ist, da die Krusten sich nicht überall zu bilden oder zu erhalten brauchen. Sie brauchen nicht überall gleichalterig zu sein. Im allgemeinen scheinen zwar nur die jüngsten erhalten geblieben, die älteren dagegen wieder zerstört worden sein⁷⁾, aber unter besonderen Bedingungen können auch ältere vor der Zerstörung bewahrt geblieben sein; das könnte z. B. von den Dolomiten bei Heidelberg oder der Wetterau gelten, die durch Ueberdeckung mit Sedimenten und das Zechsteinmeer geschützt waren, oder wo (wie z. B. in den Vogesen) mehrere Horizonte übereinander folgen, von den tieferen

¹⁾ H. Cloos, 1911, S. 25; neben reinen Kalken durch Kalk verkittete „Gehänge- oder Eluvialbreccie“; J. Walther, 1912 a, S. 194; E. Kaiser, 1920, S. 75; auch Blankenhorn bezeichnet sie als „Eluvialbildungen“ (a. a. O.); F. Jäger, 1921, S. 285: Steppenalk scheidet sich in Krusten an der Oberfläche oder in Konkretionen im lockeren Boden aus.

²⁾ Th. Fischer a. a. O.

³⁾ Blankenhorn, 1901, S. 480 u. 481; Cloos, 1911, S. 25; Kaiser, 1920, S. 75.

⁴⁾ Blankenhorn a. a. O.

⁵⁾ Ramann, 1911, S. 529; 535.

⁶⁾ Siehe oben S. 123.

⁷⁾ Ueber Zerstörung von Kalkdecken der heutigen Erdoberfläche durch Abtragung siehe E. Kaiser, 1920, S. 75; ebenda ist ausgeführt, warum sie keinen einheitlichen Leithorizont darstellen.

Horizonten. Bei dieser Auffassung würden sich die Dolomite in das Bild der permischen Halbwüste, das sich früher aus der Untersuchung des Oberrotliegenden als wahrscheinlich ergab, gut einfügen.

Frech möchte Kalkkrusten auf Steppengebiete, welche von Kalkgebirgen umgeben sind, beschränken¹⁾. Auch Cloos fand den Kalaharikalk seines Gebietes an das Zutagetreten kalkhaltiger Gesteine geknüpft, nie in reinen Schiefergebieten, spärlich im Umkreis von Pegmatien, reichlicher an Granit, mächtig und weite Flächen bedeckend in der Umgebung kristalliner Kalkberge²⁾. Nach Passarge entstehen aber Oberflächenkrusten über Gesteinen verschiedenster Art³⁾. J. Walther beobachtete in Texas und Mexiko Kalksinterkrusten auch über kristallinen Gesteinen der Halbwüste. In der Wüste Utah „überziehen chemisch ausgeschiedene Kalkmassen (Thinolith) Granitblöcke und Felsen“. Walther vergleicht damit die eigentümlichen Kalkrinden, mit denen zwischen Meissen und Riesa, wo Buntsandstein auf Granit lagert, kleine und grosse Granitgerölle an der Basis des Sandsteins überzogen sind⁴⁾. Die Steppenkalke Ostafrikas treten an der Oberfläche des Gneises auf, was Bornhardt aus dem Kalkgehalt des Gneisbodens, der aus Hornblende und Kalkeisengranit stamme, erklärt⁵⁾. Auch nach den Forschungen von E. Obst bedecken in Deutschostafrika die Kalkkrusten kristalline Gesteine (Granit, Syenit, Hornblendeschiefer, Gneis⁶⁾); dabei scheint es sich um echte Oberflächenkrusten zu handeln. Die Möglichkeit ihres Auftretens über kristallinen Gesteinen wie Granit und Gneis kann also wohl nicht bestritten werden; der Gehalt der permischen Sedimente und des Verwitterungsschuttes von Granit, Gneiss, Quarzporphyren, Melaphyren usw. an alkalischen Erden dürfte dafür ausreichen.

Eine grosse Schwierigkeit bedeutet aber für die Erklärung der Umstand, dass keine Kalk-, sondern eine Dolomitabscheidung vorliegt. Recente Oberflächenkrusten aus Dolomit sind meines Wissens bislang nicht festgestellt⁷⁾. Die Möglichkeit einer primären Ausscheidung von Dolomit an der Oberfläche aus Bodenlösungen durch Verdunstung dürfte berechtigtem Zweifel begegnen, auch wenn man starke Erhitzung des Bodens als fördernd dabei in Betracht zieht. Die Untersuchungen über Dolomitisierung mariner Riffkalke und die experimentellen Darstellungen von Dolomit haben gezeigt, dass die primäre Dolomitbildung nur unter besonderen Bedingungen vor sich geht. G. Linck bezeichnet es als möglich, dass sich aus gemischten Ca-Mg-Bicarbonaten Dolomit abscheidet, wenn nur von dem letzteren der beiden Carbonate eine genügende

¹⁾ Frech, 1911, S. 83.

²⁾ Cloos, 1911, S. 26.

³⁾ Passarge, 1904 a, S. 216 u. 1912 b, S. 37 (169).

⁴⁾ J. Walther, Gesetz d. Wüstenbildung. 1. Aufl., S. 58; 1912 (Geol. v. Deutschl.), S. 101.

⁵⁾ Bornhardt, 1900, S. 24/25.

⁶⁾ E. Obst, 1915, S. 150/187.

⁷⁾ Schwach magnesiahaltig ist ein Steppenalk von Deutsch-Ostafrika, vgl. die Analyse bei Bornhardt, 1900, S. 291.

Menge vorhanden ist und die Abscheidung des CaCO_3 durch besondere Bedingungen, u. a. durch Lösungsgenossen, solange hintangehalten wird, bis auch die Ausscheidung des wasserfreien Magnesiumcarbonates erfolgen muss¹⁾). Nun ist ja gerade der aride Boden durch Anreicherung von Mineralsalzen verschiedenster Art gekennzeichnet, unter denen vielleicht die Carbonate der Alkalien oder des Eisens als Fällungsmittel des Magnesiums zunächst in Betracht kämen. Man wird sich aber doch fragen, ob die verdunstenden Lösungen an Mg-Salzen, NaCl und Alkalicarbonaten genügend konzentriert sind, da im Klima der Halbwüste die leicht löslichen Salze oberflächlich ausgelaugt werden. Andererseits zeigt das oben erwähnte Zusammenvorkommen von Kalk- und Gipskrusten, dass die Auslaugung doch nicht immer vollständig ist. Ueber sekundäre Dolomitisierung von Kalken in der Kalahari berichtet Passarge²⁾). Solche Umwandlung von Deckkalken wäre also denkbar, durch salzhaltige fliessende oder stehende Gewässer der Halbwüste; auch hier wäre aber wieder die Regelmässigkeit der Umwandlung merkwürdig.

Die Dolomitbildung im Salzwasser des Meeres muss darauf hinweisen, dass solche vielleicht auch in salzigen Gewässern, der Trockengebiete des Festlandes möglich ist. So betont Andrée die Mitwirkung von Salzen bei der Entstehung von kontinentalem Dolomit, z. B. der Dolomitlagen des Rotliegenden von Heidelberg, unter Hinweis auf eine Bemerkung von F. Cornu, „dass die Klement'sche Darstellung des Dolomites aus Aragonit durch Einwirkung von MgSO_4 in NaCl -Lösung auch in der Kälte vor sich geht“³⁾). In ariden Gegenden werden die Salze, vorwiegend Carbonate, Chloride und Sulfate der Alkalien und alkalischen Erden, an der Oberfläche angereichert und hier z. T., in halbariden zum grössten Teil von dem oberflächlich abfliessenden Wasser der Regengfluten ausgewaschen, um sich in allen Vertiefungen der Bodenoberfläche in Salzpfannen anzusammeln. Selbst Höhenunterschiede von wenigen dm können nach Ramann grosse Verschiedenheiten des Bodens hervorrufen; grössere geben zur Bildung von Salzseen Veranlassung⁴⁾). Ein geringer Bruchteil des Regenwassers versickert auch in der Wüste und kann als Grundwasser in den Niederungen wieder zu Tage treten. Dadurch können ebenfalls Salzpfannen entstehen⁵⁾). Nach Angabe J. Walthers sind die Quellen der Wüste Mg-haltig⁶⁾). Die Pfannen der Kalahari enthalten an Salzen: NaCl , MgSO_4 , CaSO_4 (Gips) und Alkalicarbonate⁷⁾). Der von den Ueberschwemmungen in den Niederungen zurückgelassene Schlamm ist reich an Salzen („Salzton“⁸⁾). Auch das Wasser bezw.

¹⁾ G. Linck, 1912, S. 133.

²⁾ Passarge, 1904 a, S. 139, 219, 436.

³⁾ Andrée, 1911, S. 68.

⁴⁾ Ramann, 1911, S. 89; Passarge, 1904 a, S. 615.

⁵⁾ Passarge, 1912 b, S. 37 (169).

⁶⁾ J. Walther, 1912 a, S. 52 u. 30.

⁷⁾ Passarge, 1904 a, S. 620.

⁸⁾ Passarge, 1912 a.

die Salzabsätze anderer Wüsten- und Steppenseen wie des Eltonsees, der Seen Centralasiens, des grossen Salzsees von Utah enthalten neben Na Cl auch Mg-SO₄¹⁾. Salzpflanzen findet man nach Passarge besonders in mässig ariden abflusslosen Gebieten²⁾. Es fragt sich, ob nicht in solchen Salzpflanzen die Bedingungen zur primären Abscheidung von Dolomit gegeben sein können. J. Walther³⁾ und H. Scupin⁴⁾ nehmen es für die Dolomite des Rotliegenden bzw. terrestrischen Zechsteins an. Als Bedingungen, die für die Dolomitbildung im Salzwasser des Festlandes in Betracht kommen, seien genannt 1. Konzentration an Na Cl und Alkalicarbonaten; 2. Konzentration an Mg-Salzen; 3. Kalkabscheidung durch Organismen, etwa Mikroorganismen z. B. Algen; 4. verwesende Organismenreste, die CO₂, NH₃, H₂S produzieren; 5. erhöhte Temperatur, namentlich unmittelbar vor dem Eindampfen. Organisches Leben fehlt nach Passarge in den Salzpflanzen der Kalahari keineswegs; fossile Reste seien jedoch wegen der Konzentration der Sole nicht zu erwarten⁵⁾. Auch J. Walther stellt fest, dass selbst in den vergänglichen Wüstenseen eine reiche Fauna lebt und der Schlamm auf ihrem Grunde von Tierleichen und Pflanzenmoder getränkt ist⁶⁾. Im Binnensee von Utah leben kalkabscheidende Algen⁷⁾. Im Salzwasser des Karabugas fehlt organisches Leben nicht; es kommen hier ebenfalls Kalkalgen vor, die einen strukturlosen oder undeutlich lamellosen Kalkstein liefern⁸⁾. In der Literatur finden sich nun allerdings wohl Beobachtungen über Mg-haltige Kalkabsätze in Salzseen, z. B. vom grossen Salzsee von Utah, wo sich Kalke mit 1,99 bis 2,88 % MgO abscheidet; ja, die abflusslosen Wüstenseen werden von J. Walther sogar als überaus geeignet für die chemische Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bezeichnet⁹⁾, aber über Dolomit⁹⁾ als Niederschlag scheinen keine bestimmten Beobachtungen vorzuliegen. Passarge führt aus der Kalahari als Sediment der Seen brackischen Charakters neben Tonen und Sanden von Pflanzen abgeschiedene, seekreideähnliche Kalktuffe und aus Salzen und organischen Zersetzungsprodukten bestehende Substanzen an, als Sediment der eigentlichen Salzpflanzen einen ursprünglich an Kieselsäure wahrscheinlich, an Na Cl und Mg SO₄ sicher reichen Kalkmergel oder Salzmergel, aus dem durch mannigfache Umsetzungen der äusserlich tonähnliche Salzpelit hervorgehe¹⁰⁾. Dass aus solchen oder ähnlichen Salzgemischen unter günstigen Bedingungen ein Dolomit hervorgehe, und zwar als primäre Bildung, scheint mir nicht

¹⁾ J. Walther, 1893/94, S. 787/790.

²⁾ Passarge, 1910, S. 121.

³⁾ J. Walther, 1912 a, S. 246; 1912 b, S. 250.

⁴⁾ H. Scupin, 1916, S. 1275.

⁵⁾ Passarge, 1904 a, S. 641.

⁶⁾ J. Walther, 1912 a, S. 232 u. 233.

⁷⁾ Ehenda, S. 79; K. André, 1916, S. 291.

⁸⁾ W. Stahlberg, 1905, S. 698.

⁹⁾ J. Walther, 1893—94, S. 783; über Dolomit siehe Bemerkung 1912 a, S. 246.

¹⁰⁾ Passarge, 1904 a, S. 621; 641.

ausgeschlossen¹⁾. Der Niederschlag von Dolomit aus solchem salzigen Faulschlamm des Festlandes wäre demjenigen in Meereslagunen an die Seite zu stellen. Die Möglichkeit sekundärer Dolomitbildung aus diesem Salzpelit bleibt natürlich daneben bestehen. Somit ist die Ansicht, dass Dolomite der süddeutschen Dolomitregion des Oberperms aus Sedimenten von Salzpflanzen hervorgegangen sein könnten, sehr beachtenswert.

Gips in der Dolomitregion²⁾ wäre als Neben- oder Zwischenprodukt der Umwandlung aufzufassen und würde auf ursprünglich vorhandenes $Mg\ SO_4$ hinweisen. Es würde ein unausgelaugter Rest vorliegen, während im allgemeinen für die löslichen Reaktionsprodukte spätere Auslaugung anzunehmen ist. Dass die Dolomite in ihrer horizontalen Verbreitung im wesentlichen an die permischen Sedimente gebunden erscheinen, würde sich daraus ergeben, dass sich beide in den Niederungen der Landoberfläche ablagerten. Das Uebergreifen auf kristallinen Untergrund wäre durch kleine Salzpflanzen in dem welligen Gelände zu erklären, die natürlich nicht alle gleichzeitig vorhanden gewesen zu sein brauchen. An einen einzigen grossen Salzsee darf man ja überhaupt nicht denken. Uebrigens ist die ausserordentliche horizontale Ausdehnung der Wüstenseen, namentlich der flachen vergänglichen Ueberschwemmungs- oder Regenseen, bekannt.

J. Walther betrachtet nicht nur den Dolomit, sondern auch den Karneol der Dolomitregion als chemischen Niederschlag in Salzpflanzen „entsprechend den heutigen Ausscheidungen in den Pfannen der Kalahari³⁾. Verkieselungen sind, wie in Wüsten, so auch in periodisch trockenen Gebieten häufig. Passarge⁴⁾ und Kalkowsky⁵⁾ beschreiben solche von Kalken und Sanden der Kalahari, E. Kaiser⁶⁾ solche von Kalkkrusten aus der Namib, die gegen Ende des Tertiärs eingetreten sein soll; E. Obst⁷⁾ schildert aus der ostafrikanischen Steppe Verkieselung von Breccien und Sanden, E. Krenkel⁸⁾ aus der Steppe von Ugogo Verkieselung von Verwitterungsgrus kristallinischer Gesteine. Man hätte sich den Vorgang im periodisch trockenen Klima vielleicht so vorzustellen, dass in der Trockenzeit an der Oberfläche angehäuften Alkalicarbonate und lösliche Kieselsäure in der Regenzeit ausgelaugt werden. Die colloidal gelöste Kieselsäure sammelt sich in den Salzteichen der Niederung und scheidet sich hier durch Verdunstung oder auch allerhand Reaktionen von Salzen als Gel wieder aus. Die Sedimente der heutigen Salzpflanzen enthalten reichlich Kieselsäure, z. B. der Salzpelit der Kalaharipflanzen; ein Sediment des Toten Meeres ent-

¹⁾ Ueber den Einfluß organischer Schleime auf den Niederschlag von Dolomit siehe C. Goetz, 1921, S. 149.

²⁾ Tiefbohrungen von Rheinfelden, evtl. Ingelfingen.

³⁾ J. Walther, 1912 b, S. 250.

⁴⁾ Passarge, 1904 a, S. 138; 219; 611.

⁵⁾ Kalkowsky, Verkieselung der Gesteine i. d. nördl. Kalahari (Abhandlg. naturw. Ges. Isis, Dresden, 1901).

⁶⁾ E. Kaiser, 1920, S. 76; S. 74.

⁷⁾ E. Obst, 1915, S. 150/187.

⁸⁾ E. Krenkel, 1919, S. 179.

hält 36 %, ein solches des Bonneville-sees ebenfalls einen sehr hohen Prozentsatz¹⁾). Auch in Australien kommen Kieselsäurebildungen als Salzpflanzenablagerungen vor²⁾).

Demgemäss kann der Karneol der Dolomitregion des süddeutschen „Oberrotliegenden“ auch als Oberflächenbildung der Wirkung des permischen Halbwüstenklimas zugeschrieben werden. Es ist die Frage, ob sich die Kieselsäure gleichzeitig mit dem Dolomit oder später ausgeschieden hat. Das Auftreten des Karneols in Form von Einschlüssen im Dolomit, die die Gestalt von eckigen Brocken bis zu Kopfgrösse, von Schnüren oder Nestern haben oder ihn aderförmig durchziehen können, namentlich auch die Beziehung zu Klüften des Dolomites, scheint auf sekundäre Ausscheidung der Kieselsäure und Metamorphisierung des Dolomites hinzuweisen. Sonst wäre vielleicht eine mehr gleichmässige Durchdringung zu erwarten. Die Umwandlung kann aber auf der permischen Landoberfläche vor der Ueberdeckung mit Buntsandstein vor sich gegangen sein. Es ist dafür unwesentlich, ob man den Dolomit als Oberflächenkruste oder als Salzteichsediment betrachtet.

Ob die Metamorphose nur in den Niederungen am Grunde von Salzpflanzen möglich war oder ob auch durch Kieselsäurelösungen, die infolge starker Verdunstung aus dem Boden aufstiegen, früher gebildete karbonatische Oberflächenkrusten verkieselt werden konnten, in welchem Falle die Umwandlung vom Bodenrelief unabhängig gewesen wäre, wage ich nicht zu entscheiden³⁾).

Nach Re is kann im Oberrotliegendbecken des Donnersbergs eine Kalkbank mit einer Fauna (Acanthodesbank) stellenweise dolomitisch werden. Der Dolomit enthält Acanthodesstacheln (siehe oben S. 133). Hier werden wir möglicherweise primären oder sekundären Süsswasserdolomit anzunehmen haben. Der Charakter des Klimas, wie er hier für das Oberrotliegende angenommen wurde, schliesst ja das Bestehen vereinzelter Süsswässer neben mehr oder weniger salzigen nicht aus. Die Fauna ist gleicher Natur mit derjenigen der älteren permokarbonischen Süsswasserbecken und kann daher, wenn man die karbonisch-unterrotliegenden Ablagerungen nicht als solche ansehen will, auch nicht als marin gelten, mithin auch der Dolomit nicht.

Die Verkieselung der Kalkbänke des nordpfälzischen Oberrotliegenden war nicht immer klimatisch bedingt, sondern z. T. vulkanisch, so bei der unteren der beiden Kalk-Kiesel-Tonsteinbänke des mittleren Oberrotliegenden, die nach J. Schuster am meisten den Charakter als Tuff (Felsittuff) beibehält⁴⁾).

¹⁾ Passarge, 1904 a. S. 619/21.

²⁾ Passarge nach Streich, 1904 b. S. 198.

³⁾ Nach von Staff wandern die in der afrikanischen Steppe überreich im Boden vorhandenen Alkalicarbonate mit dem Regenwasser in die Tiefe, wobei SiO_2 gelöst wird. Beim Wiederaufsteigen infolge Verdunstung scheiden sich die Mineralstoffe zonenweise aus, am tiefsten eine Chalzedonzone, am höchsten Alkalisalze, dazwischen CaCO_3 und Fe-Verbindungen (1912, Anmerkung, S. 75). Nach dieser Theorie wäre eine derartige Verkieselung nicht undenkbar.

⁴⁾ J. Schuster, 1907, S. 228.

Die -vorliegenden Tatsachen lassen in Bezug auf die Bildungsweise der Karneoldolomite der Erklärung einigen Spielraum. Ich möchte mich daher auch nicht auf eine ganz bestimmte Anschauung festlegen. Soviel glaube ich aber gezeigt zu haben, dass zur Erklärung des Vorkommens die Annahme einer Meerestransgression nicht unumgänglich notwendig ist, sondern dass die Entstehung auf dem Lande sehr wohl möglich ist und dass die klimatischen Zustände in der oberen Hälfte des Perms einen vortrefflichen Schlüssel zur Erklärung liefern. Ja, in der horizontalen Ausdehnung der Dolomite über fast alle Küstenländer des Zechsteinmeeres — von Böhmen und Schlesien über Sachsen, Oberfranken, Oberpfalz, Untergrund des schwäbisch-fränkischen Stufenlandes, die oberrheinischen Gebirge bis zur Saar-Nahe-Gegend und Trierer Bucht, mit Ausnahme der rheinischen Masse, wo offenbar besondere Verhältnisse die Bildung oder Erhaltung verhinderten¹⁾, kann man, ohne sich eines circulus schuldig zu machen, ein weiteres zu dem oben dargestellten hinzutretendes Anzeichen des permischen Halbwüstenklimas erblicken. Sie bezeichnen in ihrer Verbreitung fast die gesamte Landmasse in der Umgebung des Zechmeeres, die von dem permischen Trockenklima beherrscht war. Das ist die hervorragende paläogeographische Bedeutung der Dolomit-Karneolregion.

Die Karneoldolomite stellen nach meiner Auffassung im Schwarzwalde z. T. ein terrestrisches Aequivalent des marinen Zechsteindolomites dar. Die innige Verknüpfung mit dem unteren Buntsandstein, wie sie z. B. in der Schramberger Gegend zu beobachten ist und von Bräuhäuser betont wird²⁾, erklärt sich dann durch ununterbrochene Fortdauer der Sedimentation³⁾.

Zur Entwicklung der Ablagerungsräume des Karbons und Perms im Schwarzwalde.

v. Eck hat schon darauf aufmerksam gemacht, dass Karbon und Dyas im Schwarzwald auf wenige Streifen von meist variskischer Richtung beschränkt sind, die durch Grundgebirgsrücken voneinander getrennt sind, in denen Granit und Gneis sogleich von Buntsandstein bedeckt werden. Diese tektonische Orientierung ist demnach prätriadisch. Er unterschied fünf solcher Zonen, von denen aber nur die 3 nördlichsten SW-NO gerichtet sind, die vierte (Kulmzone Badenweiler-Schönau) und die fünfte (südlich Blaugranit) vorwiegend O-W⁴⁾. Nicht ganz fügen sich dieser Orientierung die Rotliegendeste zwischen Elz und Kinzig, die vielleicht als

¹⁾ Die etwaige außerdeutsche Verbreitung ist dabei außer Acht gelassen.

²⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 22 u. 37.

³⁾ Ich möchte zum Schlusse nicht unterlassen, auf die Anschauung M. Bräuhäusers über die Entstehung des Karneoldolomites (1913, S. 42; 1918, S. 260/61), auf die ich leider erst nach Bearbeitung dieses Abschnittes aufmerksam geworden bin, hinzuweisen, da sie der hier vertretenen außerordentlich nahe kommt.

⁴⁾ H. v. Eck, 1887.

selbständige Mulde kleinerer Längserstreckung aufzufassen sind. Eine Betrachtung der geologischen Karte zeigt uns eine unverkennbare Beziehung der Verbreitung des Perms zu den Granitmassiven. Die tektonische Orientierung tritt noch deutlicher hervor, wenn wir über den Schwarzwald hinaus gehen. Die Fortsetzung der Badener Mulde ist durch die Tiefbohrungen von Dillweissenstein-Pforzheim (Rotliegendes etwa 210 m) und Ingelfingen (Rotliegendes 320,1 m) nach NO bis an den Kocher nachgewiesen. Nach SW schliesst sich das Rotliegende des Breuschaales der Vogesen an. Die SW-Fortsetzung des Karbons von Berghaupten, Geroldseck und Hinterohlsbach würde nach St. Pilt und Rödern weisen, während Karbon von Laach, Rotliegendes von Weiler- und Meurthetal etwas aus der Orientierung herausfallen; die des Perms zwischen Elz und Kinzig nach Gebweiler, die der Dyaszone von St. Peter-Schramberg vielleicht nach dem Karbon-Permbecken am Südrand der Vogesen, sofern man letzteres nicht lieber mit dem Rotliegenden am Südrande des Schwarzwaldes in Beziehung bringen will. Das Rotliegende von Schramberg (Karbon (?) und Rotliegendes 550,8 m) setzt sich in unverminderter Mächtigkeit bis an den oberen Neckar fort, wie die Bohrungen von Oberndorf (Rotliegendes 324 m), von Sulz a. N. (Rotliegendes 591 m) und von Dettingen (Rotliegendes 395 m) dartun¹⁾. Das etwas südöstlich gelegene Bohrloch von Dunningen traf nur noch auf Granit transgredierendes, aber noch 128,5 m mächtiges Oberrotliegendes an, wodurch eine Begrenzung des Schramberg-Sulzer Permzuges nach SO angedeutet wird. Bräuhäuser und A. Schmidt betonen die stetige Zunahme der Mächtigkeit im ganzen und der einzelnen Schichtstufen in NNO-Richtung zwischen Oberndorf und Sulz, und ersterer schliesst daraus, dass sich die permischen Talmulden bei ihrer Fortsetzung über den Schwarzwald hinaus noch vertieften²⁾. Dagegen scheint sich die Mulde Berghaupten-Baiersbronn nach NO auszuflachen, wie schon Eck (1887, S. 338) auf Grund des Fehlens oberkarbonischer und älterer Rotliegendesedimente in der nordöstlichen Fortsetzung und der geringen Mächtigkeit des Oberrotliegenden bei Wildbad vermutete und wie sich aus dem neuerdings durch Bohrung ermittelten völligen Fehlen des Rotliegenden bei Calw³⁾ ergibt. Wie ist nun diese tektonische Orientierung zustande gekommen? Entweder wurden die Sedimente von vornherein nur in diesen Streifen abgesetzt, in vorher gebildeten Gräben oder Mulden der Auflagerungsläche, oder sie wurden ursprünglich in zusammenhängender Decke abgelagert und sind nur in den sekundär entstandenen Mulden erhalten geblieben. Einmuldung und Abtragung müssten im letzteren Falle prätriadisch erfolgt sein. Beim jüngsten „Oberrotliegenden“, das die weiteste horizontale Ausdehnung besitzt, liegt keine Veranlassung vor, die Verbreitungsgrenzen unter dem Buntsandstein nicht als die ursprünglichen Ablagerungsgrenzen zu betrachten. Dieses ist

¹⁾ Eck, 1887; Bräuhäuser, 1910, Anhang; Axel Schmidt, 1912, S. 172.

²⁾ A. Schmidt, 1912, S. 172; Bräuhäuser, 1918, S. 246.

³⁾ A. Schmidt, 1912, S. 167.

also tatsächlich in Mulden von tektonischer Orientierung abgesetzt worden. Nicht so einfach liegt der Fall beim älteren Oberrotliegenden, Unterrotliegenden und Karbon, da wir diese z. T. von Verwerfungen begrenzt, aufgerichtet und oberflächlich diskordant vom jüngsten Oberrotliegenden oder Buntsandstein abgeschnitten finden (Südrand der Badener Mulde, Rotenkopf im Lierbachtal, Schramberg, Triberg). Ihre Verbreitungsgrenzen waren schon bei der Ueberdeckung mit Buntsandstein bzw. jüngstem „Oberrotliegenden“ nicht mehr durchweg die ursprünglichen Ablagerungsgrenzen, sondern permische oder frühtriadische Denudationsgrenzen. Offenbar waren durch Gebirgsbewegungen gegen Ende des Oberrotliegenden die vorhandenen Ablagerungen vielfach zerrissen und ehemalige Aufschüttungsgebiete zu Abtragungsgebieten geworden, infolgedessen Teile des Karbons und Perms zerstört wurden, und zwar vor dem Buntsandstein. Auch in den Vogesen waren die Grenzen des Karbons und Perms bei der Triasbedeckung offenbar nicht mehr überall die ursprünglichen, wie z. B. die Auflagerung des Hauptbuntsandsteins auf verschiedenalterigen Stufen des Rotliegenden bei Gebweiler oder auf produktivem Karbon bei Rodern zeigt¹⁾. Haben wir nun vielleicht bei diesen Sedimenten Ablagerung in geschlossener Decke, sekundäre Muldenbildung und Entfernung auf den Sätteln anzunehmen? Die ganze Bildungsweise des Karbons und Rotliegenden im Schwarzwalde sowohl wie ausserhalb desselben ist indes nur bei Ablagerung in beschränkten Räumen verständlich, hat doch z. B. das Material seinen Ursprung durchweg in geringer Entfernung²⁾. Wurden nun vielleicht besagte Sedimente in einem innerhalb des Karbons und Perms ausgebildeten Netz von Erosionsrinnen abgelagert, und blieb diese verschüttete Tallandschaft nach sekundärer tektonischer Zerreiſung und Verbiegung nur in den Mulden erhalten? Es ist die Raumerfüllung der karbonisch-permischen Sedimente festzustellen. Transgression und gleichzeitiges Abschwellen des Oberrotliegenden am Muldenrand, z. B. am Südrande der Schramberg-Sulzer Mulde, weist darauf hin, dass die Mulde nicht erst nach der Ablagerung des ro entstanden sein kann³⁾. Eck hat die Raumerfüllung des Karbon-Perms unter dem Buntsandstein in dem relativ am wenigsten gestörten Schutter-Rench-Murgtalgebiet rekonstruiert. Es ergibt sich eine Mulde. Das

¹⁾ Benecke und van Werveke, 1892, S. 87 u. 93/94; van Werveke, 1903, S. 64.

²⁾ Der Kürze wegen muß ich hier auf frühere Ausführungen von mir verweisen: 1914, S. 13 ff.; siehe Sterzel, 1907, S. 813; Frech, Leth. I. 2, S. 351; Bräuhäuser, 1910; Wilser, 1913; Deecke, 1916, 92 ff. u. 158 ff.; für die Vogesen Benecke und van Werveke, 1892; Brunzel, 1898.

³⁾ Sehr auffallend ist die Transgression und Reduktion des ro auch am Südrand der Badener Mulde, wie im Vergleich zu der mächtigen Entwicklung bei Baden (über 200 m), Pforzheim (210 m) und Ingeltingen (320 m) die geringe Mächtigkeit im oberen Alb- und Enztal und im Nagoldtal (hier bei Liebenzell nur noch 18 m, vergl. E. Fraas, 1890, S. 37) und das Fehlen bei Calw beweist. Hier mahnt indes die inneroberrotliegende Diskordanz zur Vorsicht bei der Ausdehnung der Schlußfolgerung auf die Sedimente unter der Abrasionsfläche.

stufenweise Uebergreifen der höheren Glieder über die tieferen bei gleichförmiger Ueberlagerung schliesst aber auch hier nachträgliche Entstehung der Mulde aus. Der Ablagerungsraum muss also schon muldenförmig gewesen sein, d. h. ein Gebilde tektonischer Entstehung, keine Erosionsrinne; wenn auch als Zuflussrinnen daneben Erosionsfurchen jedenfalls vorhanden waren. Die Karbon-Rotliegendmulde zeigt aber keine einfache Gestalt; Eck unterscheidet eine Hauptmulde, in deren Boden kleinere Mulden, Nebenmulden, derselben Orientierung eingesenkt sind: „Ueberblickt man die Verhältnisse des . . . zweiten Verbreitungsbezirkes älterer Sedimente, so erkennt man, dass in demselben Absätze des Kohlengebirges, des unteren und mittleren Rotliegenden in drei langgestreckten, von SSW nach NNO streichenden muldigen Vertiefungen zum Absatz kamen, dass sich die zur Zeit des mittleren Rotliegenden ausgebrochenen Porphyre deckenartig nicht nur über die bereits vorhandenen Sedimente, sondern zum Teil auch über die muldentrennenden Sättel ergossen, und dass endlich das obere Rotliegende mit seinen unteren Schichten ebenfalls muldenfüllend, mit seiner oberen dagegen zusammenhängend über den grössten Teil des Verbreitungsbezirkes zur Ablagerung gelangte“¹⁾). Die nachträgliche Zusammenpressung des Berghauptener Karbons ist natürlich dabei zu berücksichtigen, wird aber am Gesamtbilde nichts wesentliches ändern; auch ist zu beachten, dass die Karbonbecken nicht alle gleichalterig sind²⁾). Die Haupttatsache, die der tektonischen Orientierung, wird durch die Beziehung zu St. Pilt-Rodern sichergestellt. Wir haben also von unten nach oben eine Verschmelzung getrennter Sedimentationsräume miteinander, schliesslich zu einem einzigen und gleichzeitig eine wesentliche Verbreiterung unter Beibehaltung der tektonischen Orientierung. Es ist schlechthin undenkbar, dass ein solcher Raum als fertiges Gebilde zu Beginn des oberen Karbons vorhanden gewesen und als solcher allmählich bis zum Ueberlaufen aufgefüllt worden sei; weder als Seebecken, noch als trockener Schuttsammelraum. Die Begründung im einzelnen kann füglich, weil unschwer durchzuführen, aus Gründen der Raumersparnis hier unterbleiben. Folglich muss er im Laufe des Karbons und Perms allmählich entstanden sein. Der Erfüllungsraum am Ende des Oberrotliegenden ist nicht mit dem Ablagerungsraum identisch, sondern stellt nur das Endergebnis einer tektonischen Entwicklung dar. Wir gelangen so zu dem Bilde von dauernd sinkenden und sich wieder bis an den Rand auffüllenden Sedimentationsbecken³⁾). Wo die kristalline

¹⁾ Eck, 1887, S. 338. Untereres und oberes Rotliegendes transgredieren auch in der Längsrichtung der Mulde nach NO; siehe auch das schematische Profil Eck, 1884, S. 72.

²⁾ Sterzel, 1907, S. 814.

³⁾ Wiewohl das wesentliche Merkmal der ständigen bruchlosen Vertiefung und Wiederauffüllung gegeben ist, scheue ich mich doch im Hinblick auf das relativ geringe Ausmaß der horizontalen und vertikalen Bewegung, von Geosynklinale und von Epirogenese zu reden, da das Merkmal der grossen Spannweite fehlt. Ich möchte daher nur von terrestrischen Schuttsammelbecken mit sinkender Tendenz reden.

Unterlage jüngerer transgressiver Sedimente unebene, erosive Formen aufweist¹⁾, gibt sie sich als ehemaliges randliches Hochgebiet kund, was sie natürlich vor der Einbeziehung zum Muldenraum gewesen sein muss. Die Altersfolge der Floren im Schutter-Renthalbecken, die von Berghaupten aus sowohl nach SO wie nach NO eine Verjüngung zeigt²⁾, könnte den Fortschritt der Einmuldung bezeichnen. Dauernde Seebedeckung ist nicht anzunehmen, für das Karbon und ältere Rotliegende wohl für längere Zeit, aber immerhin intermittierend und flach, für das Oberrotliegende dagegen immer nur vorübergehend und von kurzer Dauer. Es ist fraglich, ob auf sehr grosse Entfernung, etwa vom Schwarzwald zu den Vogesen, zusammenhängende Becken vorhanden waren oder getrennte Einzelbecken, wozu Sterzel aus floristischen Gründen geneigt ist (a. a. O. S. 857). Wesentlich ist nur die Tendenz bestimmter Streifen zur Einmuldung.

Die Evolution von Sedimentationsbecken pflegt von revolutionären (orogenetischen) Phasen der Bruchbildung bzw. Faltung unterbrochen oder abgeschlossen zu werden. Das fetzenartige, isolierte Auftreten des Oberkarbons³⁾ legt die Annahme einer ersten Gebirgsbildung und anschliessenden Abtragung vor Ablagerung des älteren Rotliegenden nahe, wogegen aber die gleichförmige Ueberlagerung des Karbons durch unteres Rotliegendes und der allmähliche Uebergang beider bei Schramberg, Hohengeroldseck, Hinterohlsbach und auf der Strecke Baden-Gernsbach spricht, worauf schon Eck Lepsius gegenüber hinwies⁴⁾. Andererseits haben wir den scheinbar isolierten Zusammenschub von Berghaupten, Faltung innerhalb des Oberkarbons und anschliessende Abtragung von Sedimenten des älteren Oberkarbons vor Ablagerung des jüngeren ist wahrscheinlich. Aus dem vulkanischen Paroxysmus des mittleren Rotliegenden wird ferner häufig auf eine Zerspaltung des Bodens in dieser Zeit geschlossen; immerhin ist dies ein indirekter Beweis. Vor Ablagerung des Oberrotliegenden brach nach Wilser (1913) die paläozoische Bruchlinie von Kandern-Hasel auf. Die i. a. zu beobachtende Konkordanz des oberen Rotliegenden mit dem älteren lässt es aber wiederum zweifelhaft erscheinen, ob aus diesem Einzelereignis auf eine allgemeine Gebirgsbildung als Abschluss der älteren Rotliegendzeit, wie sie anderwärts festgestellt ist, geschlossen werden darf. Auffallend ist ja auch das Uebergreifen des Oberrotliegenden der Badener Mulde auf den Grundgebirgsrücken zwischen Baden und Gaggenau; da aber auf der Nordseite schon mittleres Rotliegendes übergreift, muss doch wohl eine Erhebung dieses Rückens schon früher stattgefunden haben. Wir haben oben (S. 112) für den Beginn des Oberrotliegenden nur ein allgemeines Wiedereinsetzen der Einmuldung angenommen, die, zwischen Schutter und Murg nach der geringen Mächtigkeit des Oberrotliegenden zu schliessen, weni-

¹⁾ Strigel, 1914, S. 13 ff.

²⁾ Sterzel, 1907, S. 813.

³⁾ Deecke, 1916, u. a. 102, 196.

⁴⁾ Eck, 1887, S. 353.

ger tief war als in den anderen Mulden¹⁾. Sicher festzulegen ist die oberpermische Gebirgsbildung. Sie wurde durch die oberpermische Abrasion, auf deren Rechnung der Hauptbetrag der prätriadischen Abtragung zu setzen ist, ausgeglichen, die von einer nochmaligen schwachen Einmuldung begleitet war. Durch die Gebirgsbildung fand eine Verlagerung des Muldentiefsten statt. Die Badener Mulde wurde anscheinend nach NW gekippt, da ursprünglich zentrale Teile der Karbonmulde zum Hochgebiet und teilweise abgetragen wurden²⁾. Die Schutter-Renchtalmulde dürfte gleichzeitig eine schwache Drehung nach S um den NW-Rand, die Schramberger eine stärkere entgegengesetzte um den SO-Rand erfahren haben, woraus sich die auffallende Verschmälerung des trennenden Sattels (Linie Brandenkopf-Hundskopf) und die teilweise Abtragung des SO-Randes der letzteren erklären würde. Dass bei diesen Vorgängen die Granitmassive als starre Massen eine Rolle spielen konnten, ist ohne weiteres begreiflich. Am gehobenen Südrand der Triberg-Schramberg-Sulzer Mulde zeigt sich ein verschiedenes Verhalten der Teile NO und SW Schramberg, indem der letztere tiefer abgetragen ist, jedenfalls infolge allgemein höherer Lage. Ein Gefälle in dieser Richtung hat ja schon Bräuhäuser aus der Verfrachtung von Kesselberggtuffgeröllen nach Schramberg erschlossen³⁾. Die Karbonmulde Badenweiler-Schönau-Lenzkirch bildete offenbar sehr lange Hochgebiet, daher finden wir sie durch die Abrasionsfläche bis auf das Kulm abgetragen. Näheres Eingehen auf die Entwicklung dieser Mulde, um deren Klarstellung sich v. Bubnoff hervorragend verdient gemacht hat, müssen wir uns leider versagen⁴⁾. Ob die stellenweise weitgehende Ebenheit der Auflagerungsfläche des älteren Rotliegenden zur Annahme einer allgemeinen Abrasion für diese Zeit berechtigt, sodass mit einer periodischen Wiederholung einer allgemeinen Einebnung zu rechnen wäre, scheint mir nicht hinreichend gewiss. Auch die grossen Decken der jüngeren Porphyre erscheinen an die permischen Sedimentmulden gebunden, worauf schon Eck hinwies⁵⁾, so der nördliche Porphyzug von Baden-Baden an den späteren Südrand der Badener Mulde, der südliche (Porphyre von Lahr, Brandeck-, Moos-, Haus- und Rotenkopf bis obere Murg) an den Nordrand der Schutter-Murg-Senke. Nur ganz im SW. erfüllen die Porphyre die ganze Muldenbreite bis zum Hühnersedel, im weiteren Verlauf der Mulde ist der Nordrand vor dem südlichen bevorzugt. Vielleicht gestatteten die Muldenränder als schwächere Stellen den letzten Resten des grani-

¹⁾ Am Südrande des Schwarzwaldes erreichte das Oberrotliegende etwa 300 m Mächtigkeit nach den Bohrungen von Rheinfeld und Mumpf, Disler, 1914, S. 10.

²⁾ Vgl. Thürach, 1913, Profil S. 491. Vielleicht war schon vor dem Oberrotliegenden eine ähnliche Bewegung hier erfolgt.

³⁾ Bräuhäuser, 1909, S. 66. Bei St. Peter ist, falls man nicht teilweise Abtragung des älteren Rotliegenden vor Ablagerung des jüngeren annehmen will, der geringe Betrag der Aufschüttung auffallend.

⁴⁾ v. Bubnoff, bes. 1921.

⁵⁾ Eck, 1887, S. 338.

tischen Magmaherdes den Austritt. Bei den Porphyren von Ottenhöfen und den Schärtenköpfen schliesst D e e c k e aus der Unterlagerung durch Konglomerate auf Ablagerung in Hohlformen¹⁾. Bei der Münstertäler Porphyriedecke ist ein Zusammenhang mit einer permischen Senke nicht mehr klar ersichtlich.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Während im Oberkarbon und Rotliegenden die Abtragung i. a. unebene Oberflächenformen schuf (karbonisch-permische Abtragungsebenen), entstanden im oberen Perm ausgedehnte Abtragungsebenen, die nicht nur über das Granit-Gneisgebirge, sondern zum Teil auch über permische Sedimente und Eruptiva hinwegsetzen (Abrasionsfläche). Die kristallinen Felsebenen sind nicht etwa aus noch früheren geologischen Perioden erhalten gebliebene Reste älterer Hochflächen, sondern ebenso wie die Abtragungsebenen über dem Rotliegenden erst im oberen Perm entstanden.

2. Die Einebnung erfolgte nicht durch Abrasion oder Transgression eines permischen oder Buntsandsteinmeeres, sondern auf dem Lande durch subaerische Kräfte. Sie lässt sich auf die abtragende und einebnende Wirkung eines periodisch trockenen Klimas zurückführen, das vom Oberrotliegenden an bis zum Schlusse des Perms herrschte. Die unebeneren Abtragungsflächen des Karbons und Rotliegenden sind die Wirkung des feuchten Klimas dieser Perioden.

3. Das Gebiet von Schwarzwald und Vogesen blieb auch im Zechstein Land. In diese Periode fällt wahrscheinlich die Vollenendung der Einebnung. Die Gesteinsoberfläche am Ende des Perms stellt das Ergebnis des Prozesses, also eine eingeebnete Landoberfläche dar. Die südwestdeutsche Tafel bildete nur einen Teil eines grösseren, die ganze Umrandung des Zechsteinbeckens umfassenden steppenartigen Tafellandes. Der oberpermischen Einebnung ging eine Periode der Gebirgsbildung voraus, die gegen Ende des Oberrotliegenden begann und sich vielleicht noch in den Zechstein fortsetzte.

4. Die karbonisch-permischen Sedimente haben das Gebiet des Schwarzwaldes niemals zusammenhängend bedeckt, sondern sich in getrennten Rinnen und Becken abgelagert. Von besonderer Bedeutung als Schuttsammler waren einzelne, meist dem Streichen des varistischen Gebirges folgende Mulden tektonischen Ursprungs vom Typus der terrestrischen Schuttsammelbecken mit sinkender Tendenz. In diese ergossen sich auch die grösseren Decken der jüngeren Porphyre. In orogenetischen Phasen, besonders der oberpermischen, wurden Teile der Muldenfüllung in das Abtragungsniveau gehoben und zerstört. Der Hauptanteil der Abtragung entfällt auf die prätriadische Abrasion.

5. Die dolomitischen Einlagerungen im oberen Rotliegenden, insbesondere der Dolomithorizont an der oberen Grenze, sind als eine durch das oberpermische Trockenklima bedingte, auf dem Fest-

¹⁾ D e e c k e, 1916, S. 175, 198.

lande entstandene Oberflächenbildung zu betrachten, analog den Oberflächenkrusten oder Salzpflanzenabsätzen der heutigen Halbwüsten. Auch die Verkieselung kann dem Einflusse dieses Klimas zugeschrieben werden.

6. Die im allgemeinen gleichförmige Auflagerung des Buntsandsteins auf den Sedimenten des Permian beruht theils auf ununterbrochener Fortdauer der Sedimentation, theils auf dem Vorhandensein einer Abtragungsebene über den permischen Sedimenten, die zu diesen gleichförmig ist. Im ersteren Falle stellen die obersten Schichten des Rotliegenden ein terrestrisches Aequivalent des marinen Zechsteins dar; im letzteren braucht dies nicht der Fall zu sein.

7. Die stufenweise Transgression des Buntsandsteins auf prätriadisches Gebirge im Schwarzwalde ist nicht marin, sondern terrestrisch. Sie kam durch fortschreitende Erweiterung und Vertiefung des Buntsandsteinbeckens zustande, wobei die Eintiefung ständig durch Aufschüttung ausgeglichen wurde. Vor den permischen Schuttsammelbecken gleichen Charakters zeichnete sich dieses Becken durch wesentlich grössere Spannweite aus (Geosynklinale).



Bemerkungen zu der Uebersichtskarte.

Die kleinen Zahlen geben die Meereshöhe der unteren Grenze des Buntsandsteins an. Die dicken Linien sind Höhenschichtlinien der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins und sind mit grossen Zahlen bezeichnet. Bei sicherem Verlauf sind sie ausgezogen, sonst gestrichelt. Die dünnen gestrichelten Linien zwischen den kleinen Zahlen sind die Ausstrichlinien der Untergrenze des Buntsandsteins. Gerade Linien sind Verwerfungen; sie sind meist nach der tieferen Schölle hin gekämmt. Erhebungen des Gneis-Granites oder Porphyres stellen untere Grenzwerte für die ehemalige Auflagerungsfläche des Buntsandsteins dar. Darnach bedeutet z. B. 680: Meereshöhe der Abrasionsfläche an dieser Stelle gleich oder höher als 680 m. In den Gebieten, für die noch keine geol. Aufnahme nach Höhenschichten existiert, sind die Zahlen für die Ausstriche der Buntsandstein-Untergrenze fortgelassen, z. B. im N. und im SO. Eine Ausnahme davon ist nur wegen der Tektonik im Gebiete des Bonndorfer Grabens gemacht, die geringere Sicherheit der Punkte ist aber hier durch Einklammern der Höhenzahlen hervorgehoben.

Abkürzungen: G = Granit oder Gneis. P = Porphyr. C = Carbon. ru = unteres; rm = mittleres; ro = oberes Rotliegendes. su = unterer; sm = mittlerer; so = oberer Buntsandstein. c₁ = unterer; c₂ = oberer Geröllhorizont. mu = unterer; mo = oberer Muschelkalk.

Im Original waren die Verbreitungsgebiete des Carbons und Rotliegenden mit verschiedenfarbigen Zeichen sichtbar gemacht. In der Wiedergabe war dies undurchführbar. Die Carbon- und Rotliegendvorkommen sind jeweils durch die abgekürzte Bezeichnung angegeben. Zuweilen ist noch die Höhenlage in Klammern beigefügt. Wo kein Carbon oder Rotliegendes verzeichnet ist, greift der untere Buntsandstein über dieses über, was auch noch durch die Signatur su besonders hervorgehoben sein kann. Die Bezeichnungen c₁ oder c₂ neben den Höhenzahlen bedeuten, dass hier der untere bzw. obere Geröllhorizont transgrediert. S. der Wutachlinie ist, wo keine genaueren Aufnahmen vorliegen, jede

Bezeichnung der transgredierenden Buntsandsteinstufe weggelassen, woraus aber hier nicht etwa, wie im N., auf das Vorhandensein von su geschlossen werden darf. Vielmehr sind hier durchweg nur die höchsten Schichten entwickelt.

Es braucht wohl kaum betont zu werden, dass nur die Höhenzahlen einen objektiven Tatbestand darstellen, dagegen die Höhenschichtlinien nur ein Mittel der Veranschaulichung, das natürlich mehr oder minder subjektiven Charakter tragen muss. Mancher wird beispielsweise geneigt sein, in grösserem Umfang, als es auf der Karte geschehen, Verwerfungen zur Erklärung der Höhendifferenzen anzunehmen.

Unter den derzeitigen Schwierigkeiten der Umzeichnung und Reproduktion hat natürlich die Deutlichkeit etwas Not gelitten, so in der Gegend des Brend. Hier zieht die 1150-Kurve über Rosseck nach der Höhe des Brend. Oestlich davon soll ein kürzeres isoliertes Stück einer 1100-Kurve von der Zahl 1100 beginnend über den Briglirain nach der S-Seite des Brend verlaufen zum Anfang des Nonnenbachtales. Zwischen beiden Kurven liegt das abgesunkene ru des Farnberges und Briglirains. Auf der W.- und S.-Seite des Brend ist anscheinend mit jüngeren Verwerfungen zu rechnen, weshalb hier die Kurven nicht durchgezogen sind.

Nachtrag.

Bei nochmaliger Durchsicht der Literatur ersah ich, dass vor De e c k e schon S c h n a r r e n b e r g e r die tektonische Orientierung des Prechtales und Katzensteiges, des oberen Gutachtales und Schiltachtales nach den permischen Grabenbrüchen hercynischer Richtung dargestellt hat (1909, S. 38/39; 1913, S. 508/509; zu S. 121 oben).

Ferner möchte ich die wichtige Bemerkung Th i r a c h s nachtragen, dass auf Blatt Zell a. H. am Nillkopf und Schwarzbachsattel das Grundgebirge stellenweise noch etwas über die obere Grenze des unteren Buntsandsteins emporragt, wodurch sich die Mächtigkeit des unteren Geröllhorizontes merklich reduziert (1897, S. 38).

Bei einer Begehung des Gebietes zwischen Kinzig und Elzach überzeugte ich mich davon, dass auch schon die Basis der Porphyre und des Rotliegenden hier so flach ist, dass von einer Abrasion des Gneisgebirges gesprochen werden muss. Sollte das Rotliegende hier wirklich zum älteren gehören, wofür die Bedeckung mit Porphyr das einzige Zeugnis ist, so wäre diese Verebnung dem feuchten Klima des älteren Rotliegenden zuzuschreiben. Mit Rücksicht auf andere Gebiete möchte ich aber doch annehmen, dass solche Verebnungen sich weder dem Grade, noch der Ausdehnung und Bedeutung nach mit der oberpermischen Abrasion messen können.

- Auerbach, Max und Crecelius, Gustav:** Knochen und Muskeln des Menschen. Anatomische Studien für Künstler in Anlehnung an Leonardo da Vinci. 32 Tafeln in Groß 4^o mit erläuterndem Text.
M. 4.—,*) geb. Mk. 5.—.
- Aus Theorie und Praxis rheinischer Volkshochschulen.** Unter Mitwirkung von Privatdozent Dr. Luchtenburg, Köln, Studienrat Hoesch, Düsseldorf, Privatdozent Dr. Honigsheim, Köln, Studienrat Dr. Ehlen, Neunkirchen, Oberstudiendirektor Beheimrat Ernthropel, Düsseldorf, Studienrat Dr. Reuter, Elberfeld, Studienrat Dr. Fischer, Coblenz, herausgegeben von Oberstudiendirektor Dr. Egbring, Coblenz. 8^o. M. 1.—.
- Beer, Dr. Georg, o. ö. Professor der Theologie a. d. Universität Heidelberg:** Die Bedeutung des Arieriums für die israelitisch-jüdische Kultur. 4^o. M. —.70.
- Cartellieri, Dr. Otto, Professor der Geschichte a. d. Universität Heidelberg, Heidelberger Erinnerungsstätten, eine Wanderung durch die Jahrhunderte.** Mit 40 Mezzotintos und 4 Abbildungen im Text von Paul Wolff. Fol. kart. M. 7.50, geb. in Halbl. M. 11.25.
- Curtius, Dr. Julius:** Bismarcks Plan eines Deutschen Volkswirtschaftsrats. Historisch-politische Studie. 8^o. M. 0.80.
- Deutsche Wurzeln der elsässischen Kultur.** Ein Buch des Gedankens. Herausgegeben vom Verband elsäß-lothringischer Studentenhünde mit 8 Tafeln. 8^o. Mk. 1.—.
- Grothe, Dr. jur. et phil. Hugo:** Staaten und Völker nach dem Weltkrieg. Ein Nachschlagebuch auf politisch-geographischer Grundlage mit besonderer Berücksichtigung des Grenz- und Auslandsdeutschums im Auftrage des „Instituts für Auslandskunde und Auslandsdeutschum“ der Deutschen Kulturpolitischen Gesellschaft, Leipzig. 8^o. M. 1.70, geb. M. 2.50.
- Heidelberg, 40 Mezzotintos nach Aufnahmen von Paul Wolff=**
Frankfurt a. M. vergriffen.
Dasselbe in 2 Teilen je M. 3.—.
- Heil, Geh. Regierungsrat Dr., Oberschulrat:** Die Ersatzreifeprüfungen für Studierende der Wirtschafts- und sozialwissenschaftlichen Fakultäten der Universitäten Frankfurt a. M. und Köln und für außergewöhnlich befähigte Fachschulabsolventen. M. —.50.
- Krehl, Dr. Rudolf, o. ö. Professor der Medizin a. d. Universität Heidelberg.** Die Bedeutung der medizinischen Klinik für Forschung und Unterricht der Hochschule. Ansprache bei der Einweihung der neuen medizinischen Klinik in Heidelberg. M. 0.35.
- Oncken, Dr. Hermann, o. ö. Professor der Geschichte a. d. Universität Heidelberg:** Staatsnation und Kulturnation. Elsaß-Lothringen und die Deutsche Kulturgemeinschaft. 8^o M. 0.40.

*) Die angegebenen Preise sind durchweg Grundpreise, die je nach dem Stande der deutschen Währung mit einer Teuerungszahl (Oktober 1922 110) zu vervielfältigen sind.

a



b



c

Granit
GneisOber-
carbon

Unteres



Mittleres



Oberes



Eckscher

mit Dolomit

Horizont

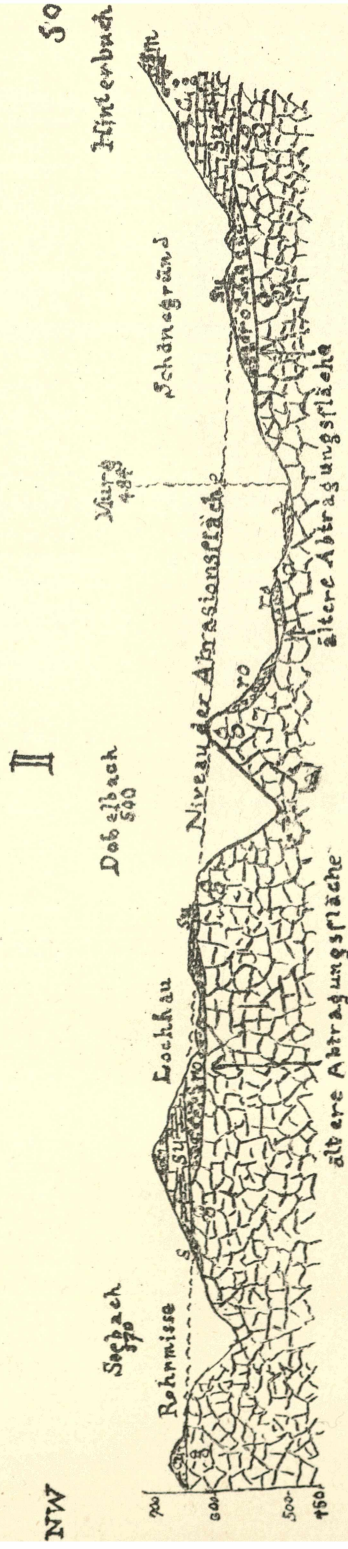
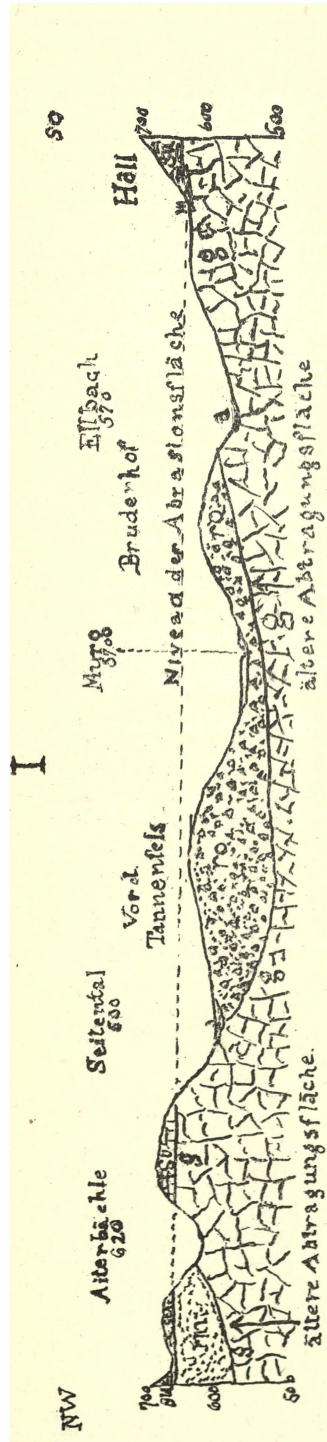
Rotliegendes

Bunt sandstein

Fig. 1.

Rekonstruktion d. prätriadischen Gesteinsoberfläche bei

a) Schiltach b) Schramberg c) Triberg



III

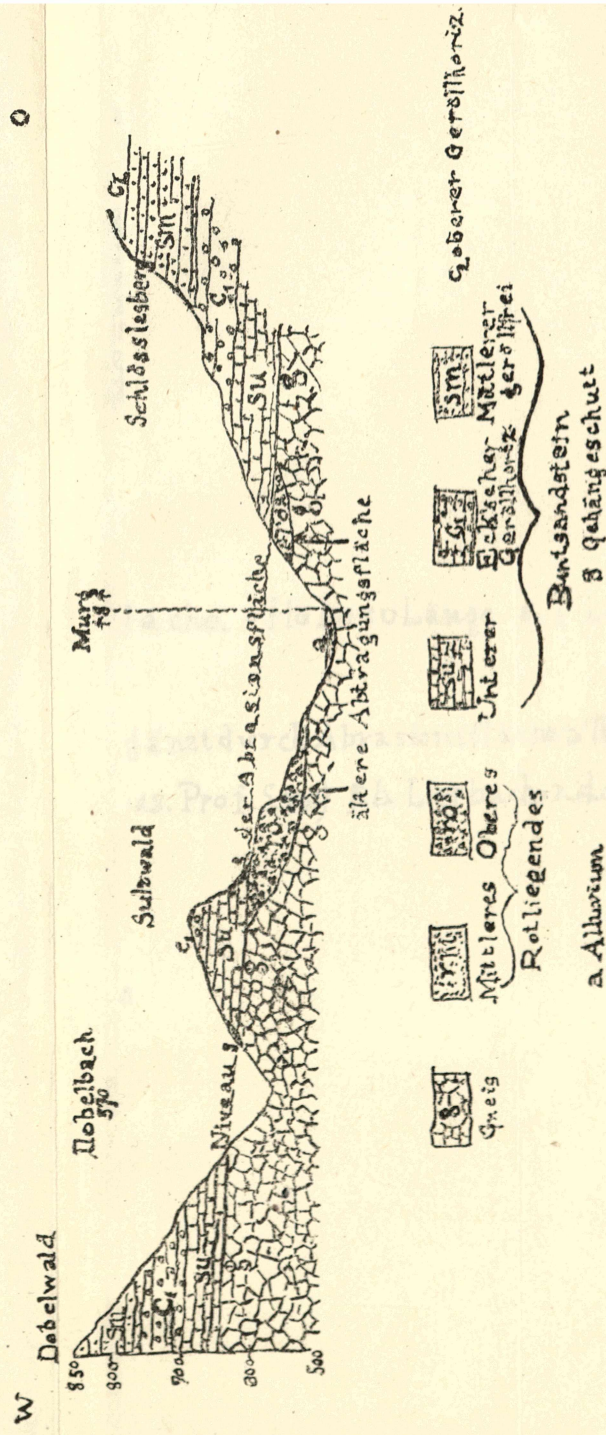


Fig. 2.

Profile n.d.geol. Spezialkarte. Bl. Obertal u. Baitersbrunn, auf v. K. Regelmann.

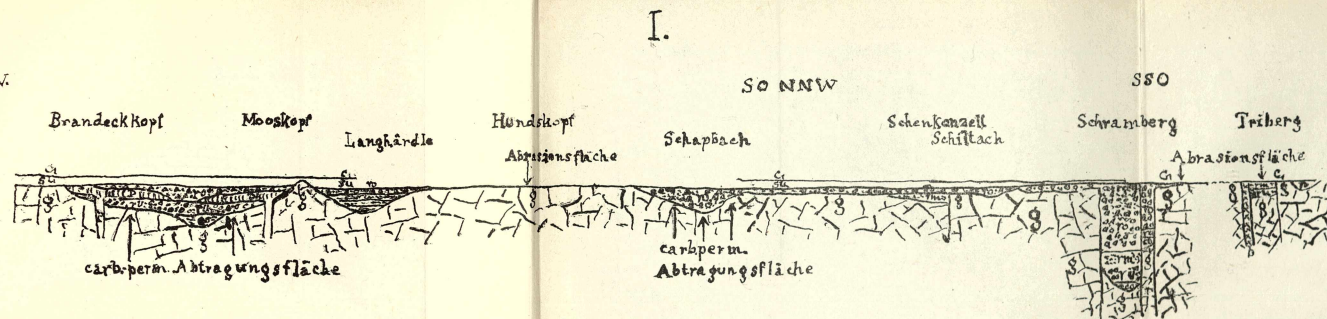
I. schräg zum Murgtal, zwischen Ober- und Mittelal

II. schräg zum Murgtal, unterhalb Klosterreichenbach

III. quer zum Murgtal, unterhalb Klosterreichenbach

Länge 1:25000 ; Höhe 1:10000

NW.



NNW

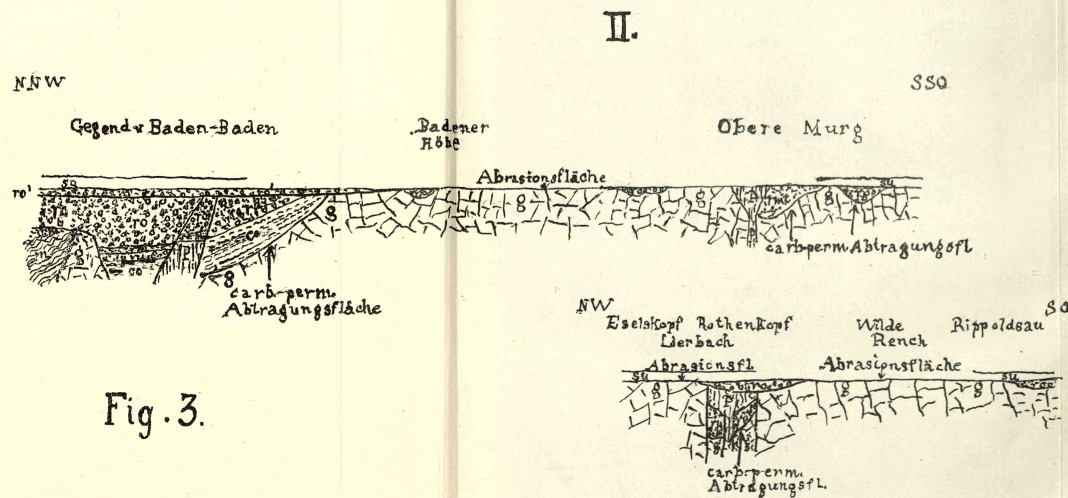
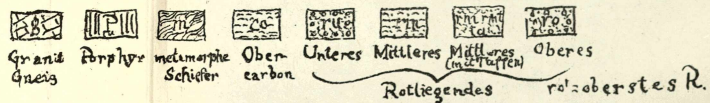


Fig. 3.



Rekonstruktion d. prätriadischen Gesteinsoberfläche. - Höhe zu Länge 8:1 Länge 1:200000
 su u. Eck'scher Horizont (c.) sind angedeutet.

I. Richtung Oppenau - Schapbach - Schramberg, ergänzt durch Abrasionsfläche b. Triberg (b. Garglar)

II. Richtung Baden-Baden, obere Murg, (vgl. Thürach 1913, Prof. S. 494) f. b. Lierbach und J. Wolfachtal

NW

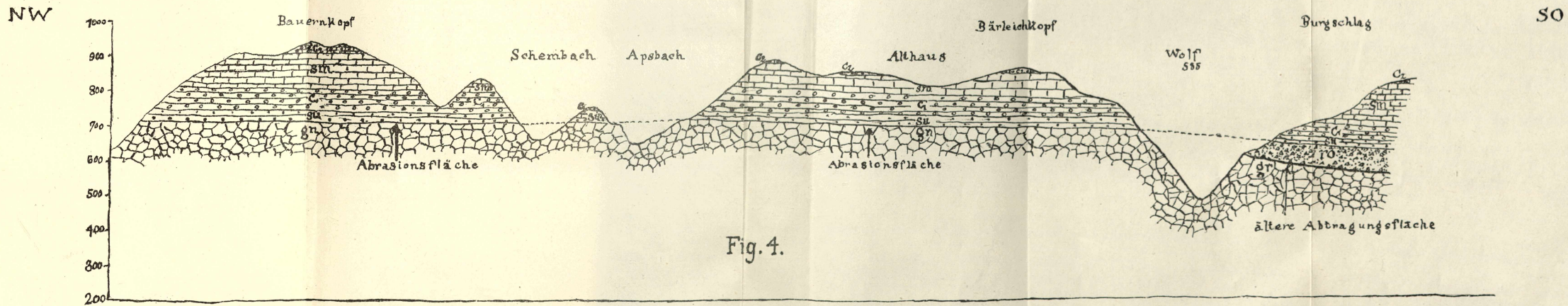
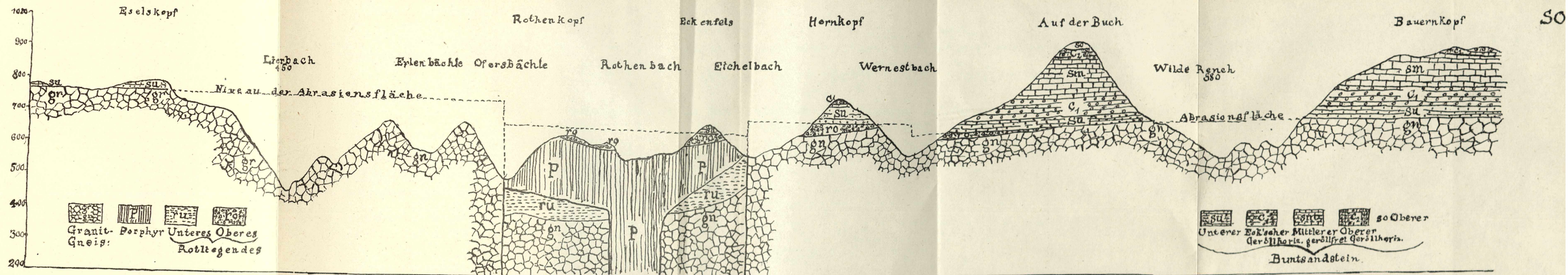


Fig. 4.

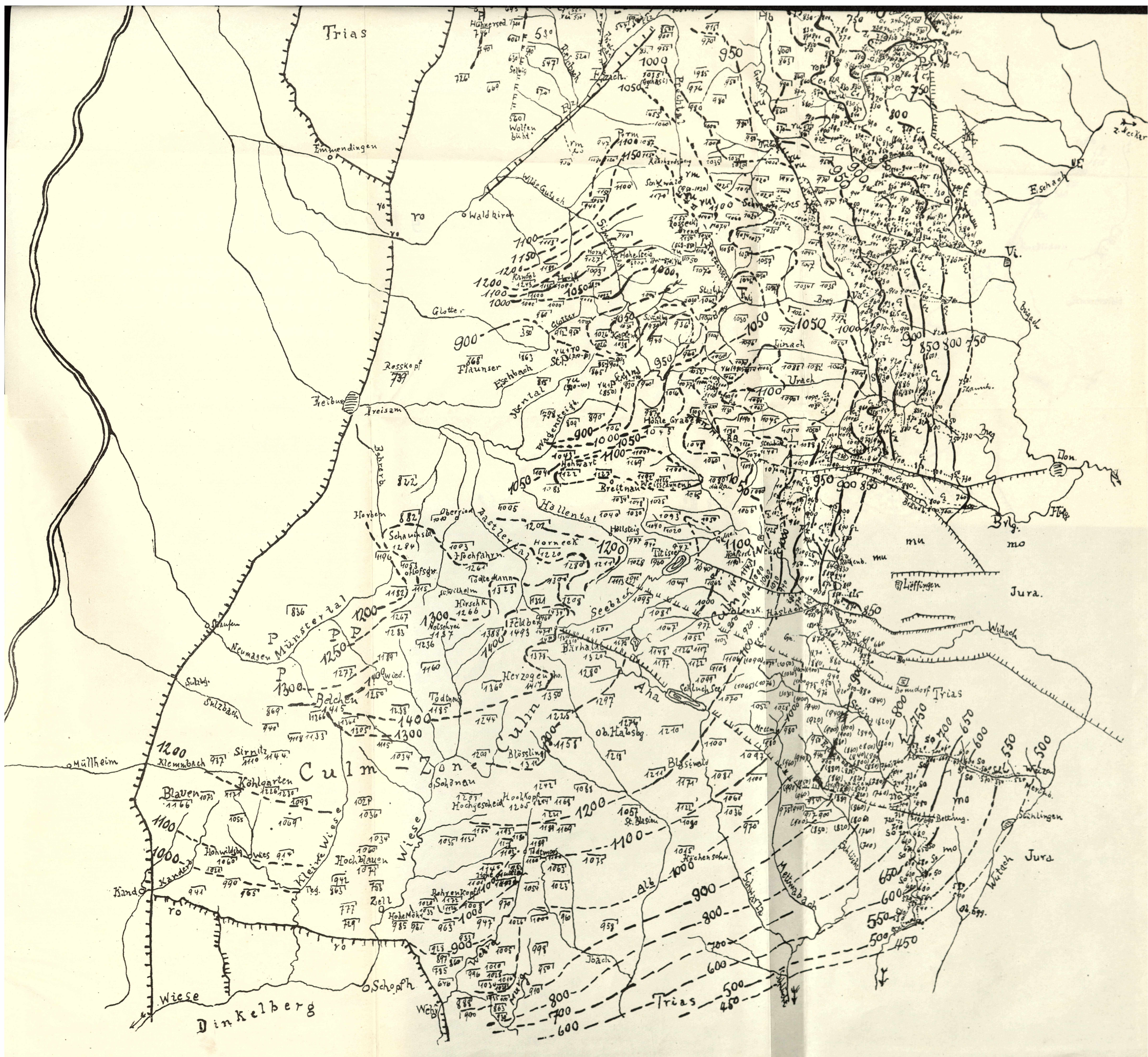
Profil vom Liepachtal über Renchtal u. ob. Wolfstal; nach der geol. Spezialk. (Bl. Obertal-Kniebis; aufgen. v. K. Regelman; - Bl. Peterstal-Reichenbach; aufgen. v. F. Schalch). - Länge 1:25000 - Höhe 1:10000.

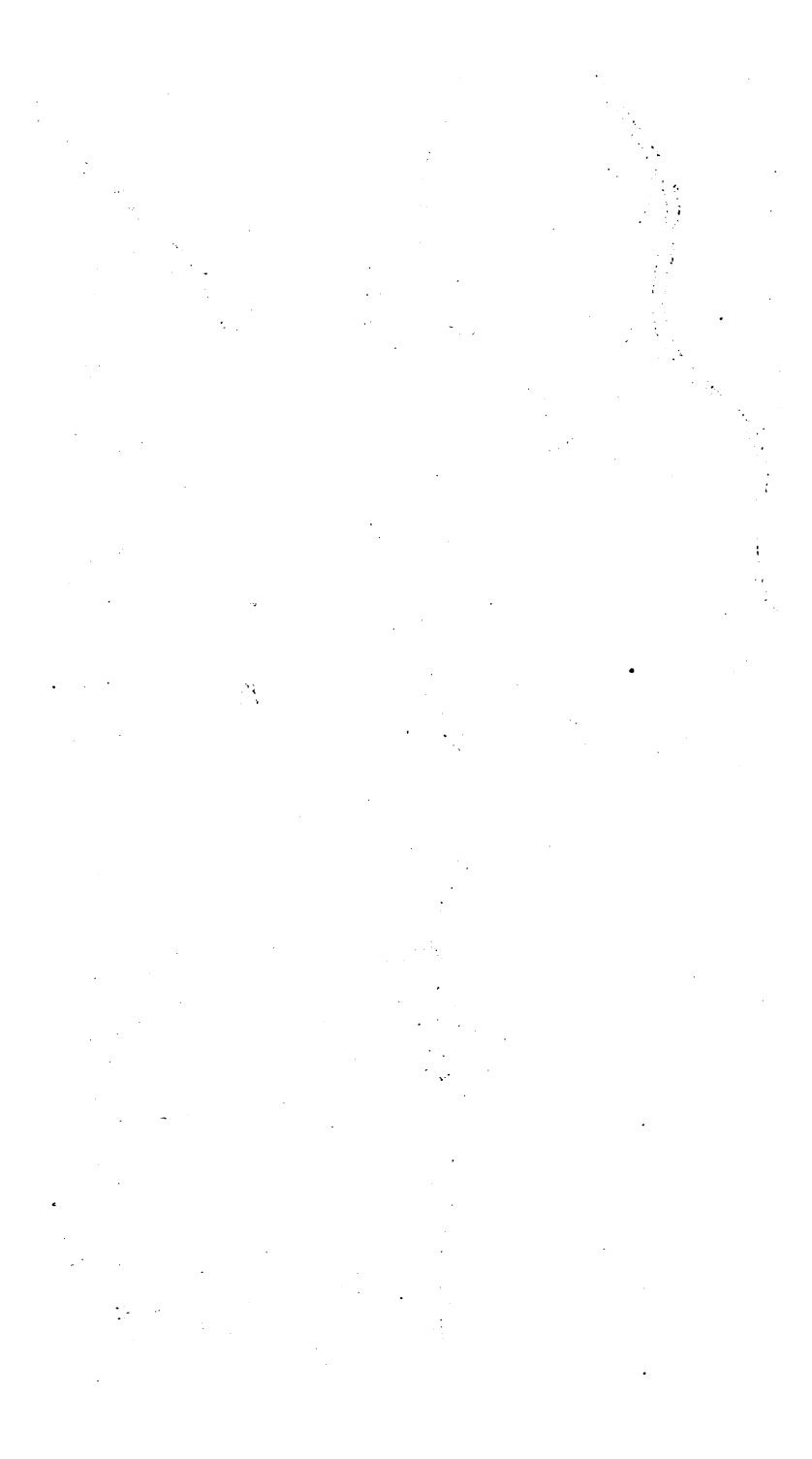
Übersichtskarte

der jetzigen u. ehemaligen
Auflagerungsfläche d. Bunt-
sandsteins. (Abrasionsfläche z. T.)
im Schwarzwalde

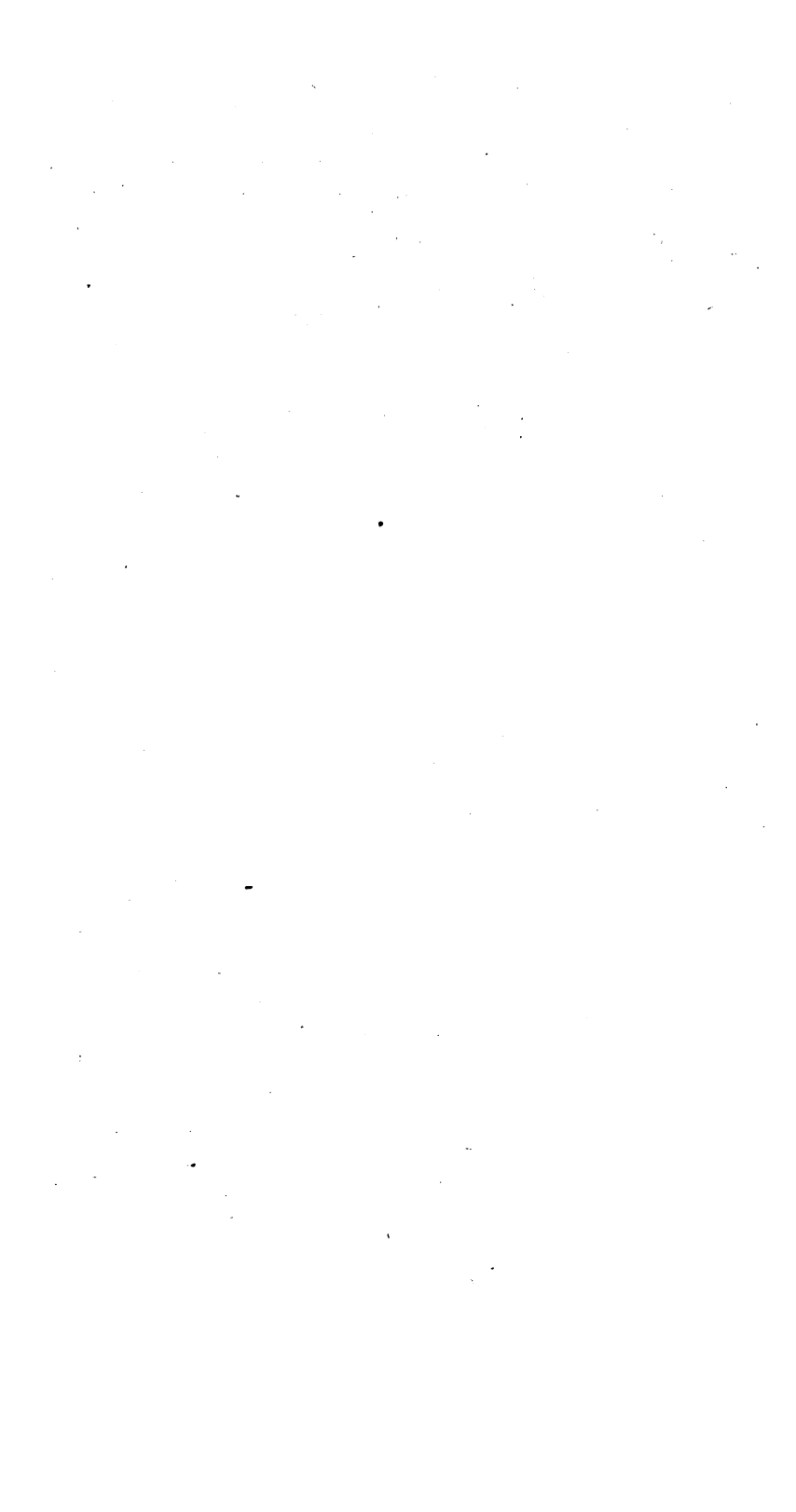
Maßstab 1: 200000.











Willy Ehrig, Verlagsbuchhandlung in Frankfurt a. M.

In meinem Verlage erscheint:

Die Auskunft

Eine Sammlung lexikalisch geordneter
Nachschlagebüchlein

über alle Zweige von Wissenschaft, Kunst und Technik
unter Mitarbeit erster Fachleute herausgegeben

von **Dr. Franz Paehler**,
Oberschulrat in Coblenz.

Bis jetzt liegen vor:

- Nr. 1: Neuere deutsche Literatur von Prof. Dr. Richard Dohse
- 2: Musik von Dr. Hans Burkhardt
- 3: Physik von Dr. Franz Paehler
- 4: Neuere Kunstgeschichte (Renaissance bis Rokoko) von
Privatdozent Dr. Gerstenberg
- 5/7: Geologie von Dr. W. Wenz
- 8/9: Anorganische Chemie mit Anhang Mineralogie von
Dr. Leopold Hunke
- 10: Deutsche Literatur von Klopstock bis Hebbel von
Prof. Dr. Richard Dohse
- 11: Polit. Wörterbuch für Zeitungsleser von Kurt Fischer
- 12: Liturgik von Professor P. J. Braun S. J.
- 13: Starkstromelektrotechnik von Oberingenieur Leo Schüler
- 14: Führende Frauen von Tony Kellen
- 15: Die Frau und ihre Berufe von Tony Kellen.
- 20: Physikalische Chemie von Univ.-Prof. Dr. Benrath
- 21/22: Deutsche Literatur vor Klopstock von Prof. Dr. R. Dohse
- 23: Rechtsfragen des täglichen Lebens I: Bürgerl. Recht
und Strafrecht von Oberbürgermeister a. D. Maß
- 25: Rechtsfragen des täglichen Lebens II: Öffentl. Recht
von Oberbürgermeister a. D. Maß.
- 26: Russische Literaturgeschichte von Prof. Dr. Friedrichs
- 27/29: Zoologie von Universitäts-Professor Geh. Regierungsrat
Dr. Korschelt

Binnen kürzester Frist werden erscheinen:

Geschichte der Pädagogik von Univ.-Prof. Dr. J. Ziehen
Organische Chemie von Dr. Leopold Hunke
Politiker des In- und Auslandes von Kurt Fischer
Insektenkunde (Entomologie) von Dr. Karl Grünberg

Preis jeder Nr. M. —40.*)

*) Die angegebenen Preise sind Grundpreise, die je nach dem Stande der deutschen Währung mit einer Teuerungszahl (Oktober 1922 110) zu vervielfältigen sind.