

**Festschrift**  
zum 60. Geburtstag von  
**HORST FALKE**

Gewidmet von seinen Schülern und Freunden

Mit Beiträgen von

HERMANN BANK  
BRUNO ENGELS  
MANFRED FÜRST  
DIETER HEIM  
KARL-HEINZ JOSTEN  
HANS JÜRGEN KONRAD  
FRITZ KUTSCHER  
EBERHARD MACHENS  
JÖRG F. W. NEGENDANK  
CHRISTOPH RÉE  
HANS-ERICH REINECK  
KARLHEINZ ROTHAUSEN  
KLAUS SCHWAB  
JOE-DIETRICH THEWS  
HEINZ TOBIEN  
WERNER WACHSMUTH

Mit 71 Abbildungen, 10 Tabellen, 23 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	228 S.	71 Abb.	10 Tab.	23 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	--------	---------	---------	---------	--------	-------------------

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom  
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 56

Der Druck dieser Festschrift ist u. a. durch finanzielle Zuwendungen folgender Firmen und Verbände ermöglicht worden:

Basaltwerke Dr. F. X. Michels GmbH, Niedermendig

Dyckerhoff Zementwerke AG, Wiesbaden-Amöneburg

Edelstein-Schleiferei und -Handlung Gebrüder Bank, Idar-Oberstein

Freunde der Universität Mainz

Jenaer Glaswerk Schott & Gen., Mainz

Portland-Zementwerke Heidelberg AG, Werk Weisenau

# Festschrift

zum 60. Geburtstag von

## HORST FALKE

Gewidmet von seinen Schülern und Freunden

Mit Beiträgen von

HERMANN BANK  
BRUNO ENGELS  
MANFRED FÜRST  
DIETER HEIM  
KARL-HEINZ JOSTEN  
HANS JÜRGEN KONRAD  
FRITZ KUTSCHER  
EBERHARD MACHENS  
JÖRG F. W. NEGENDANK  
CHRISTOPH REÉ  
HANS-ERICH REINECK  
KARLHEINZ ROTHAUSEN  
KLAUS SCHWAB  
JOE-DIETRICH THEWS  
HEINZ TOBIEN  
WERNER WACHSMUTH

Mit 71 Abbildungen, 10 Tabellen, 23 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	228 S.	71 Abb.	10 Tab.	23 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	--------	---------	---------	---------	--------	-------------------



H. J. J. J.

## Horst Falke

Professor Dr. Horst Falke wurde am 7. Mai 1909 in Trebitz/Saalkreis geboren. Er studierte in Hamburg und Innsbruck, promovierte 1932 und absolvierte sein Staatsexamen 1933. Danach war er durch Vermittlung des Deutschen Akademischen Austauschdienstes zunächst in Polen und Südrussland und von 1934–1937 an der Universität Concepción in Chile tätig. 1937 kam er durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft an die Universität Göttingen, anschließend an die Technische Hochschule Aachen und 1939 an die Universität Gießen.

Während des 2. Weltkrieges war er kurzfristig beim Wehrgeologenstab in Berlin-Wannsee und in Bulgarien. Sein besonderes wissenschaftliches Interesse fand der Kohlenbergbau und daher habilitierte er sich 1943 mit dem Thema „Der Wealden-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen“.

1944 wurde er zum Privatdozenten ernannt und kam als solcher 1946 an die Johannes-Gutenberg-Universität Mainz. 1948 wurde er dort a. o. und 1951 ordentlicher Professor.

In der *Forschung* waren es die 3 regionalgeologischen Einheiten, die in Rheinland-Pfalz in der Umgebung von Mainz anzutreffen sind, mit denen sich Professor Falke nach seiner Berufung nach Mainz beschäftigte und die er auch für Diplomarbeiten und Dissertationen heranzog:

1. die Saar=Nahe=Senke, 2. das Mainzer Becken und 3. das Rheinische Schiefergebirge.

Die Ergebnisse der Forschungen schlugen sich in zahlreichen Veröffentlichungen (siehe Verzeichnis der Veröffentlichungen) über diese 3 regionalgeologischen Einheiten in tektonischer, stratigraphischer, paläogeographischer und geochemischer Beziehung nieder. Insbesondere ist ihm eine neue Gliederung des Unterperm, des Rotliegenden, zu verdanken, die er auf Grund eigener und der Arbeiten seiner Schüler durch neueste Untersuchungsmethoden und neue Erkenntnisse ständig verbesserte.

Seine Forschungen im Unterperm dehnte er über den Rahmen der Saar=Nahe=Senke hinaus aus zunächst nach Nordosten, nach Thüringen und Sachsen. Danach bezog er die übrigen deutschen Rotliegendevorkommen und anschließend die französischen in engster Zusammenarbeit mit den französischen Kollegen in seine Untersuchungen ein.

Um das Rotliegende in anderen Teilen Europas kennenzulernen, unternahm er Reisen nach der Schweiz, Italien, England, Norwegen, in die Tschechoslowakei, nach Polen, Spanien u. a., wobei er die Unterstützung der jeweiligen Fachkollegen fand.

Seine Bemühungen um das Unterperm fanden die verdiente Anerkennung durch die Wahl zum Präsidenten des Perm-Symposiums in Pisa im Jahre 1965.

Unter Redaktion von Professor Falke entsteht z. Z. ein Gemeinschaftswerk über das Unterperm in Mittel- und Westeuropa, in dem er selbst den deutschen Teil übernommen hat.

In der *Lehre* war ihm sehr daran gelegen, daß die theoretische Ausbildung im Institut durch zahlreiche Exkursionen und Übungen im Gelände, wie z. B. Kartierungskurse, ergänzt wurde. Seine Vorlesungen versuchte er so anschaulich wie möglich zu gestalten, wozu er alle irgendwie zur Verfügung stehenden Hilfsmittel heranzog. Sie umfaßten alle Gebiete der Allgemeinen und Regionalen Geologie, in den ersten Jahren in Mainz auch der Paläontologie, Stratigraphie und der Angewandten Geologie. Schon frühzeitig war es sein Bestreben, bestimmte Zweige durch geeignete Fachkollegen vertreten zu lassen. Seine Bemühungen in dieser Richtung fanden sinnfällig Ausdruck in der Errichtung einer Abteilung für Paläontologie und später eines eigenen Paläontologischen Lehrstuhls und Instituts sowie durch zahlreiche Lehraufträge.

Darüber hinaus stellte Professor Falke die Verbindung zur Praxis durch Vermittlung von Ferienpraktika im In- und Ausland her. Seine Kontaktfreudigkeit und seine guten Verbindungen zur Industrie halfen seinem Bestreben, seinen Doktoranden nach abgeschlossenem Studium den Weg in den Beruf zu ebnen.

Als Schüler und später als Assistent hat der Verfasser stets besonders geschätzt, daß Professor Falke immer Interesse und Zeit für alle Probleme hatte, ebenso, daß er stets aufgeschlossen für Neuerungen war und ist. Sobald er sie für gut, richtig und geeignet erkannt hat, ist er bestrebt, sie zu realisieren. So hat er z. B. für ein eigenes sedimentpetrographisches Laboratorium mit modernster Einrichtung gesorgt, um die eigenen Forschungsarbeiten zu fördern und seinen Schülern bessere Möglichkeiten zur Durchführung ihrer Arbeiten zu geben.

Nicht nur der Bedeutung der Geologie für Forschung und Lehre sondern auch für die *Wirtschaft* des Landes bewußt, war der Jubilar bestrebt, dem Land Rheinland-Pfalz zu einem eigenen Geologischen Landesdienst zu verhelfen, der mit durch seine Initiative im Jahre 1951 gegründet wurde und den er bis zum Jahre 1953 selbst nebenbei leitete. Inzwischen ist daraus das heutige Geologische Landesamt Rheinland-Pfalz geworden.

Verdiente Anerkennung für seine Tätigkeit fand er durch die Wahl zum 1. Vorsitzenden des Oberrheinischen Geologischen Vereins im Jahre 1955. Im Beirat der Geologischen Vereinigung war er mehrere Jahre tätig und richtete mehrere Tagungen der GV in Mainz aus.

Aber Professor Falke leistete nicht nur in Forschung und Lehre auf dem eigenen Fachgebiet Hervorragendes, auch in der *akademischen Selbstverwaltung* der Johannes-Gutenberg-Universität, der er von Beginn angehörte, wirkte er beispielhaft.

Seine Bemühungen um die naturwissenschaftliche Fakultät führten zu seiner 2maligen Wahl zum Dekan in den Jahren 1956 und 1957.

Mehrere Jahre gehörte er dem Senat der Johannes-Gutenberg-Universität an und seit Beginn auch dem Kuratorium des Edelsteinforschungsinstituts, der heutigen Abteilung für Edelsteinforschung des Mineralogischen Instituts.

Im Jahre 1961 wurde der Jubilar zum Rektor gewählt und durfte damit 1961/62 das höchste Amt der Universität repräsentieren.

Für die Universitäten der Bundesrepublik Deutschland war Professor Falke in der FULBRIGHT-Commission für Stipendien und für den Austausch von Professoren und Assistenten verantwortlich.

Infolge seiner langjährigen Zusammenarbeit mit der Landesregierung Rheinland-Pfalz wurde Professor Falke in den letzten Jahren gebeten, für sie in Fragen der Landesplanung beratend tätig zu sein.

Zusammenfassend kann man sagen, daß sich Professor Falke um die Geologie in Forschung und Lehre, um das Geologische Institut der Universität Mainz in der Organisation und um die Akademische Selbstverwaltung der Universität verdient gemacht hat.

Seine ehemaligen und jetzigen Schüler danken ihm von ganzem Herzen für alles, was er für sie getan hat. Als kleines Zeichen ihrer Dankbarkeit gestatten sie sich zusammen mit seinen Mitarbeitern, ihm die vorliegende Festschrift mit den besten Wünschen für die Zukunft zu überreichen.

HERMANN BANK



- FALKE, H.: Das Oberbergthal; eine landschaftskundliche Beschreibung eines alpinen Hochtales mit morphologischen Ausblicken. Diss., 45 S., 3 Taf., Hamburg 1933.
- Die Stadtlandschaften Warschau, Krakau und Lemberg. — Geogr. Anz., 35, Gotha 1934.
  - Los lavaderos de oro en la isla de Chiloë. — Bol. Minas y Petroleo, Santiago 1936.
  - Eine Reise durch Mittelchiloë; Landschaftskundliche Skizzen. — Geogr. Anz., 38, S. 154—159, Gotha 1937.
  - Reisebilder aus Mittelchiloë. — Geogr. Anz., 38, S. 180—184, 221—229, Gotha 1937.
  - Eine Reise durch Nordchiloë. — Geogr. Anz., 38, S. 409—417, Gotha 1937.
  - Urwald, Seen und Vulkane; Reisetagebuchnotizen aus Südkhile. — Geogr. Anz., 39, S. 421—426, 465—472, Gotha 1938.
  - Untersuchungen über Flözverhalten. Methode, Anwendung und Bedeutung. — Kohle u. Erz, 35, S. 118—119, 5 Abb., Berlin 1938.
  - Sedimentation und Faltung im Erkelenzer Steinkohlengebirge. — Kohle u. Erz, 35, S. 215—219, 7 Abb., Berlin 1938.
  - Zur Geologie des Gebietes von Zorritos (Peru). — Petroleum, 34, S. 9—11, 2 Abb., Berlin 1938.
  - Die Geologie in ihrer praktischen Bedeutung für den Steinkohlenbergbau. — Berg- u. hüttenm. Mh., 86, S. 210—211, Wien 1938.
  - Rezente Sedimente und Erzseifen an den Küsten der Insel Chiloë (Südkhile). — Geol. Meere u. Binnengewässer, 2, S. 369—390, 6 Abb., Berlin 1938.
- HÄHNE, C. & FALKE, H.: Das Steinkohlengebirge der Grube Sophia Jacoba bei Hückelhoven (Kreis Erkelenz). — Zbl. Mineral., 1938, B, S. 177—191, Stuttgart 1938.
- FALKE, H.: Bau und Formen der Süd-chilenischen Anden. — Natur u. Volk, 68, S. 544—552, 1 Abb., 10 Bilder, Frankfurt a. M. 1938.
- Verbessertes Verfahren einer Kohlenvorratsberechnung. — Glückauf, 74, S. 718—719, Essen 1938.
  - Über die Erdölvorkommen in Chile. — Petroleum, 35, S. 10—12, 1 Abb., Berlin 1939.
  - Zur Frage der Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung in den Vortiefen; ein Beitrag zur Erdölgeologie. — Petroleum, 35, S. 309—314, Berlin 1939.
  - Über rezente Sedimentbildung in der Bucht von Concepción (Mittelchile). — Petroleum, 35, S. 640—644, 658—665, 19 Abb., Berlin 1939.
  - Über den geologischen Wert von Flach- und Tiefbohrungen im Steinkohlenbergbau. — Bohrtechniker-Ztg., 57, S. 128—129, Wien 1939.
  - Fortschritte im Ansäuern von Brunnen. — Pumpen- u. Brunnenbau, Bohrtechnik, 17, S. 118—119, Berlin 1939.
  - Das Erdbebengebiet von Mittelchile und seine geologisch-tektonischen Verhältnisse. — Umschau, 43, S. 224—227, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1939.
  - Über das räumliche Verhalten der Flöze in der Baesweiler Scholle (Wurmgebiet). — Bergbau, 52, Gelsenkirchen 1939.
  - Bau und Formen der westpatagonischen Kordillere. — Natur u. Volk, 69, S. 299—307, 11 Abb., Frankfurt a. M. 1939.
  - Die geologische Bedeutung von Flach- und Tiefbohrungen im Steinkohlenbergbau. — Bergbau, 53, S. 11—12, Gelsenkirchen 1940.
  - Gesetzmäßigkeiten bei der Bildung von Küstenseifen. — Z. prakt. Geol., 1939, 47, S. 161—165, Halle (Saale) 1940.

- Flözcharungen im Niederrheinischen Steinkohlengebirge. — Bergbau, **53**, S. 12—15, 3 Abb., Gelsenkirchen 1940.
- Über die Erdölvorkommen in dem ehemals polnischen Staatsgebiet. — Kali, **34**, S. 113—118, 1 Abb., Halle (Saale) 1940.
- Über die Kohlenvorkommen im lothringischen Anteil des Saarkohlenbeckens. — Bergbau, **54**, S. 230—232, 1 Abb., Gelsenkirchen 1941.
- Die Einteilung der Sedimente des Zwischenmittels im Ruhrkarbon nach makroskopisch erkennbaren Merkmalen. — Glückauf, **77**, S. 185—192, 14 Abb., Essen 1941.
- Die Stratigraphie des Deckgebirges, S. 211—217, 4 Abb. In C. HAHNE: Das Aachener Gebiet, S. 193—226. In: Der Deutsche Steinkohlenbergbau, **1**, 704 S., Essen 1942.
- Der Wealden-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen. — Schr. wirtschaftswiss. Ges. Studium Niedersachsen, N. F., **23**, (Reihe A, I), 130 S., 43 Abb., 8 Taf. (31 Bilder), 6 Profiltaf., Oldenburg (Oldeb.) 1944.
- Zur Frage der Verwendungsmöglichkeiten der Braunkohlenvorkommen im westlichen Westerwald. — Braunkohle, Wärme u. Energie, 1950, S. 131—134, Düsseldorf 1950.
- Spezialtektonik am Nordrande der Nahemulde. — Z. deutsch. geol. Ges., 1949, **101**, S. 59—69, 4 Abb., Hannover 1950.
- Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., 1950, Mh., S. 134—144, 3 Abb., Stuttgart 1950.
- Stratigraphische Probleme des Pfälzischen Rotliegenden. — Z. deutsch. geol. Ges., 1950, **102**, S. 158—159, Hannover 1951.
- Sedimentationszyklen im pfälzischen Unterrotliegenden. — Z. deutsch. geol. Ges., 1951, **103**, S. 115—116, Hannover 1952.
- Problem des saarpfälzischen Rotliegenden. — Z. deutsch. geol. Ges., 1951, **103**, S. 238—252, 2 Abb., 1 Taf., Hannover 1952.
- Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm“ bei Bonbaden (Lahnmulde). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 176—185, 5 Abb., Wiesbaden 1952.
- Neue Erkenntnisse über das pfälzische Rotliegende. — Geol. Rdsch., **42**, S. 92—93, Stuttgart 1953.
- Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **36**, S. 32—53, 1 Abb., Stuttgart 1954.
- Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des saarpfälzischen Rotliegenden. — 32. Jahrestag. deutsch. mineral. Ges. Mainz 1954, S. 17—19, 1 Tab., Mainz 1954.
- Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **99**, S. 298—354, Stuttgart 1954.
- Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden. Eine kurze Stellungnahme zu dem Aufsatz von W. KLÜPFEL. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 153—156, Wiesbaden 1955.
- Die Rotsedimentation im Saar-Pfälzischen Rotliegenden. — Geol. Rdsch., **43**, S. 350—351, Stuttgart 1955.
- Die grundsätzlichen Unterschiede zwischen Unter- und Oberrotliegendem in der Saar-Nahe-Senke und ihre möglichen Ursachen. — Z. deutsch. geol. Ges., 1954, **106**, S. 559—560, Hannover 1956.
- Die geologische Schicht und Schichtung. — Studium Generale, **9**, S. 176—180, 2 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1956.
- Die Stromberger Mulde (Hunsrück). — Z. deutsch. geol. Ges., 1956, **108**, S. 267, Hannover 1956/57.

- Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 75—113, 7 Abb., Taf. 5, Wiesbaden 1957.
- Zur Geologie der Nahemulde. — Jb. Verein. „Freunde Univ. Mainz“, 12 S., Mainz 1958.
- Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. Der Einfluß des permischen Vulkanismus auf die Sedimentation und Tektonik im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rdsch., **48**, S. 66—76, 2 Abb., Taf. 3, Stuttgart 1959.
- Die bituminösen Schiefer des Beckens von Autun (Zentralfrankreich). — *Eclogae geol. Helv.*, **1958**, **51**, S. 623—634, 3 Abb., 3 Tab., Basel 1959.
- Rheinessen und die Umgebung von Mainz. — Slg. geol. Führer, **38**, 156 S., 6 paläogeogr. Ktn., 2 Tab., 4 Exk.-Ktn., 2 Übers.-Ktn. u. 1 mehrfarb. geol. Kte., Berlin-Nikolassee 1961.
- La question des conditions probables du climat de l'Autusien et du Saxonien de l'Europe centrale et occidentale. — *Bull. soc. géol. France*, (7) **3**, S. 463—467, Paris 1961.
- Zur Geologie des Mainzer Beckens. — Mainzer Univ.-Reden, 15 S., Mainz 1962.
- Geologische Ganztagesexkursion durch die Nahemulde und das Mainzer Becken am 15. Juni 1962. Bericht über die Exkursion durch das Mainzer Becken. — *Decheniana*, **115**, S. 270—271, Bonn 1963.
- Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahegebiet. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **46**, S. 35—51, 5 Abb., Stuttgart 1964.
- Mitteilungen über die Gliederung des Autunien und die Grenze Autunien/Stefanien im Saar-Nahe-Becken. — C. R. 5. Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonifère, Paris 1963, **1**, S. 383—388, 1 Abb., Paris 1964.
- Das Aquitan im Ostplateau des nördlichen Rheinessen. — *Senck. leth.*, **46a** [WEILER Festschr.], S. 61—84, 3 Abb., 4 Tab., Frankfurt a. M. 1965.
- Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — *Geol. Rdsch.*, **55**, S. 208—224, 1 Abb., Stuttgart 1965.
- Der Hunsrück und sein Relief zur Rotliegendzeit. — *Der Hunsrück, Beitr. Natur, Kultur u. Gesch.*, **1**, S. 9—25, Bernkastel-Kues (Hunsrückver.) 1965.
- Das Unterperm zwischen der Nordsee und dem Alpenraum. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, S. 324—354, 4 Abb., Pisa 1965. [Società Toscana di Scienze naturali, Pisa 1966]
- Zur Geochemie der Schichten der Kreuznacher Gruppe im Saar-Nahegebiet. — *Geol. Rdsch.*, **55**, S. 59—77, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.
- & FEYS, R.: Il n'y a pas de véritable grès rouges ni de Saxonien dans le Permien du Bassin d'Autun. — *Bull. serv. Cte. geol. France, C. R. Collaborateurs* 1964, No. 278, t. **61**, S. 101—106, 1 Abb., Paris 1967.
- Gutachten über den Natur- und Landschaftsschutz in der Vulkaneifel. — *Beitr. Landespflege Rheinland-Pfalz*, **2**, Landschaftsplan Vulkaneifel, S. 3—106, 5 Abb., Kaiserslautern 1968.
- Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbon nach Nordosten. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 1965, **117**, S. 72—100, 11 Abb., Hannover 1968.
- Das vermutete Perm der Bohrung Lichtenau bei Rothenbuch (Buntsandsteinspessart). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**, S. 117—129, 6 Abb., Wiesbaden 1969.
- Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**, S. 130—151, 4 Abb., Wiesbaden 1969.
- BANK, H. & FALKE, H.: Zur Geologie der südwestlichen Nahemulde. — *Aufschluß*, 1970. (Im Druck)
- FALKE, H.: The Rotliedgend in North-, Central- and South-Germany. In "The Continental Permian of West- and Central-Europe". (Im Druck)
- Ein Vergleich zwischen dem Rotliegenden und dem Verrucano. Wien 1970. (Im Druck)

## Inhaltsverzeichnis

HEINZ TOBIEN:	
Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen . . . . .	13
FRITZ KUTSCHER:	
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 30. Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meereres. Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel . . .	37
KARLHEINZ ROTHAUSEN:	
Methodik und Ausdeutung von Einsteuerungsmessungen. Mit 4 Abbildungen . . .	49
KARL-HEINZ JOSTEN:	
Bemerkenswerte Pflanzenfossilien aus dem Oberkarbon des Ruhrgebietes (Westfalen B) und des Piesberges (Westfalen D). Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln . . . . .	56
WERNER WACHSMUTH:	
Der Verrucano der Toscana. Mit 14 Abbildungen . . . . .	65
EBERHARD MACHENS:	
Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums. Mit 8 Abbildungen . . . . .	97
HANS-ERICH REINECK:	
Kriterien zur Bestimmung von Ablagerungsbereichen . . . . .	112
DIETER HEIM:	
Über die Farben der Buntsedimente im saarpfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein. Mit 2 Tabellen und 1 Tafel . . . . .	117
MANFRED FÜRST:	
Beobachtungen an quartären Buntsedimenten der zentralen Sahara. Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 5 Tafeln . . . . .	129
JÖRG F. W. NEGENDANK:	
Sedimentologische Erscheinungen aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. Mit 4 Abbildungen und 12 Tafeln . . . . .	151
CHRISTOPH RÉE:	
Uranvorkommen im Saar-Nahe-Gebiet . . . . .	163
BRUNO ENGELS:	
Strukturgeologische Untersuchungsergebnisse im Bereich der Krabach-Masse (Lechtaler Alpen). Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel . . . . .	168
HANS JÜRGEN KONRAD & KLAUS SCHWAB:	
Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels. Mit 5 Abbildungen . . . . .	181
JOE-DIETRICH THEWS:	
Die Mineralquellen von Bad Weilbach. Mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen. . . . .	193
HERMANN BANK:	
Zur Geologie von Rio Grande do Sul/Brasilien und seiner Amethyst- und Achatvorkommen. Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle . . . . .	214

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 13-36	5 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	----------	--------	--------	-------------------

# Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten

Von

HEINZ TOBIEN, Mainz\*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen

## Inhalt

1. Die Gliederung des Aquitaniums im Mainzer Becken . . . . .	14
2. Die Evolution der europäischen Lagomorpha . . . . .	15
3. Lagomorpha-Fundorte und -Taxa im Unter-Miozän des M. B. . . . .	17
3.1 Cerithien-Schichten . . . . .	17
3.2 <i>Corbicula</i> -Schichten . . . . .	19
3.3 Hydrobien-Schichten . . . . .	22
3.4 Landschneckenmergel der Umgebung von Frankfurt/M. . . . .	25
4. Die Altersfolge der M. B.-Lokalitäten nach Lagomorpha und die Beziehungen zu Lagomorpha führenden Lokalitäten in Deutschland und Westeuropa . . . . .	26
5. Die Altersstellung der „Mainzer Triade“ . . . . .	30
6. Zusammenfassung, Summary, Résumé . . . . .	33
Schriftenverzeichnis . . . . .	35

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Tobien, Paläontologisches Institut der Universität,  
65 Mainz, Saarstr. 21, BRD

## 1. Die Gliederung des Aquitaniums im Mainzer Becken

Zu den klassischen Gebieten der europäischen Tertiärstratigraphie gehört das Mainzer Becken (M. B.). Die Folge der vom Eozän bis in das Pliozän reichenden Sedimente enthält einen kalkig-mergeligen Komplex, der in das Aquitanium (= Unter-Miozän) gestellt wird. Zu dieser im westlichen Randgebiet des M. B. maximal 160 m mächtigen Folge (SONNE 1969: 94, Abb. 18) werden gerechnet (von oben nach unten):

Hydrobien-Schichten  
*Corbicula-* (= *inflata-*) Schichten  
 Cerithien-Schichten.

Diese schon seit Jahrzehnten gebräuchliche Dreigliederung (hier und im folgenden auch als „Mainzer Triade“ bezeichnet) beruht auf lithologischen, mikropaläontologischen, mollusken-paläontologischen und palökologischen Kriterien (neuere zusammenfassende Darstellungen mit der einschlägigen Literatur bei: FALKE 1960, S. 56—73; 1965; SONNE 1969, S. 84—94; W. WAGNER 1959).

Von verschiedenen Punkten des M. B. sind aus den drei genannten Schichtkomplexen auch Reste von Landsäugetieren bekannt geworden, darunter Lokalfaunen von größerem Umfang und überregionaler Bedeutung (z. B. Weisenau s. Mainz, Budenheim nw. Mainz, s. Abb. 1). Für die Begrenzung, Untergliederung und Korrelation sind diese Funde bisher nur sehr beschränkt (HÜRZELER 1945, TOBIEN 1959, KUSS 1963), bzw. gar nicht heran-

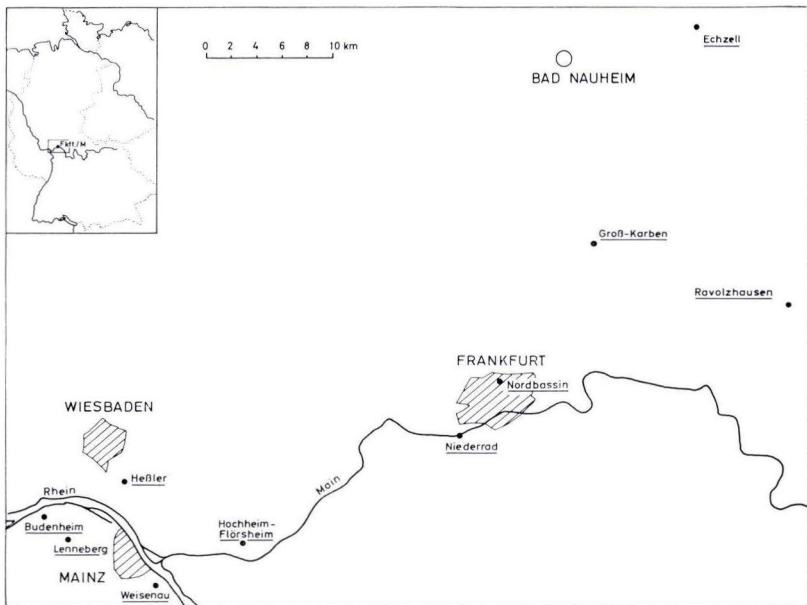


Abb. 1. Lageskizze von Fundorten untermiozäner Lagomorphen im Bereich des Mainzer Beckens.

gezogen worden. Andererseits existiert für Westeuropa schon seit längerem eine auf paläomammalogischen Kriterien basierte Untergliederung des Aquitaniums. HÜRZELER (1945) unterscheidet ein Unter-, Mittel- und Ober-Aquitaniun. Hierbei wurden in erster Linie Lokalfaunen mit jeweils typischen Arten und/oder Gattungen aus Frankreich und der Schweiz herangezogen, aber auch z. T. auf das Mainzer Becken verwiesen, wie die nachstehende Übersicht (HÜRZELER 1945, S. 660) zeigt:

Oberes Aquitanium: Laugnac (Lot-et-Garonne), Frankfurt-Nordbassin

Mittleres Aquitanium (= Aquitanium sensu stricto): St. Gérand-le-Puy, Montaignu-le-Blin, Chavroches (Allier), La Chauv (Vaud), Mainzer Becken, Ulm;

Unteres Aquitanium: Paulhiac (Lot-et-Garonne), Boudry (Neuchâtel).

THALER (1966, S. 247—248) unterscheidet für den Zeitbereich des Aquitaniums zwei Zonen: Eine ältere „zone de Paulhiac“ und eine jüngere „zone de Laugnac“. HUGUENEY (1969, S. 201—202, Fig. 116) definiert beide Zonen näher und scheidet — innerhalb der „zone de Laugnac“ — die Subzonen: von „Montaignu-le-Blin“ „Laugnac“ und „Estrepouy“ aus (vgl. Tab. 3, S. 28).

THALER (1966, S. 248) und HUGUENEY (1969, S. 198) verweisen auf die günstigen Möglichkeiten, welche die Lagomorphen (= hasenartigen Nagetiere) für die Zonierung des Aquitaniums bieten. Wieweit dies der Fall ist, soll nachstehend — zunächst für das Mainzer Becken — in Kürze untersucht werden<sup>1)</sup>.

## 2. Die Evolution der europäischen Lagomorpha

Die Evolution der europäischen Lagomorphen vollzieht sich — abgesehen von den eigentlichen Hasen (Fam. Leporidae) — in Mittel- und West-Europa in einer bodenständigen Entwicklung auf vier Linien (TOBIEN 1963, S. 16—20; s. a. Abb. 2). Die entsprechenden Taxa können der Fam. Ochotonidae zugeordnet werden. Die vier evolutiven Einheiten sind — mit ihrer zeitlichen Verbreitung —:

a) Die *Amphilagus*-Gruppe: ob. Stampium (= Chattium) — Pontium; mit dem Genus *Amphilagus*.

<sup>1)</sup> Nähere Einzelheiten bringt eine ausführlichere Monographie dieser Formengruppe, die im Anschluß an die Untersuchung der quartären *Prolagus*-Vertreter in Korsika und Sardinien (TOBIEN 1935) schon vor dem letzten Kriege begonnen wurde. Ich habe hierzu vielen Fachgenossen zu danken. Mein ganz besonderer Dank gebührt bereits an dieser Stelle vor allem Herrn Dr. J. HÜRZELER, Vorsteher der Osteologischen Abteilung am Naturhistorischen Museum Basel, für die großzügige Erlaubnis zur Bearbeitung der umfangreichen, einschlägigen Materialien in der ihm unterstellten Sammlung, für die Überlassung zahlreicher Zeichnungen (aus der Feder von Herrn O. GARRAUX) zu einer ursprünglich von ihm selbst geplanten Monographie der Lagomorphen, sowie für viele wertvolle Ratschläge und Hinweise. Herrn O. GARRAUX-Basel danke ich verbindlichst für die Herstellung der Vorlagen zu den Abb. 3—5. Die Vorlagen zu den übrigen Abbildungen verdanke ich Herrn SCHMICKING-Mainz. Schließlich schulde ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, Dank für Beihilfe zur Gewinnung von Kleinsäuger-Materialien aus den Lokalitäten Budenheim, Ravolzhausen und Echzell.

- b) Die *Titanomys*-Gruppe: Aquitanium; mit dem Genus *Titanomys*.
- c) Die *Lagopsis*-Gruppe: Aquitanium — Tortonium/Sarmatium; mit den Genera *Marcuinomys* und *Lagopsis*.
- d) Die *Prolagus*-Gruppe: ob. Stampium-Holozän; mit den Genera *Piezodus* und *Prolagus*.

Abseits stehen die Genera *Heterolagus* (Burdigalium, Spanien) und *Paludotona* (Pontium, Italien).

Die ältesten Vertreter der *Prolagus*-, der *Amphilagus*- und vermutlich auch der *Lagopsis*-Gruppe erscheinen unvermittelt im oberen Stampium bzw. höheren Aquitanium von Europa, wahrscheinlich als östliche Zuwanderer. Die *Titanomys*-Gruppe ist ein Abkömmling der *Amphilagus*-Gruppe.

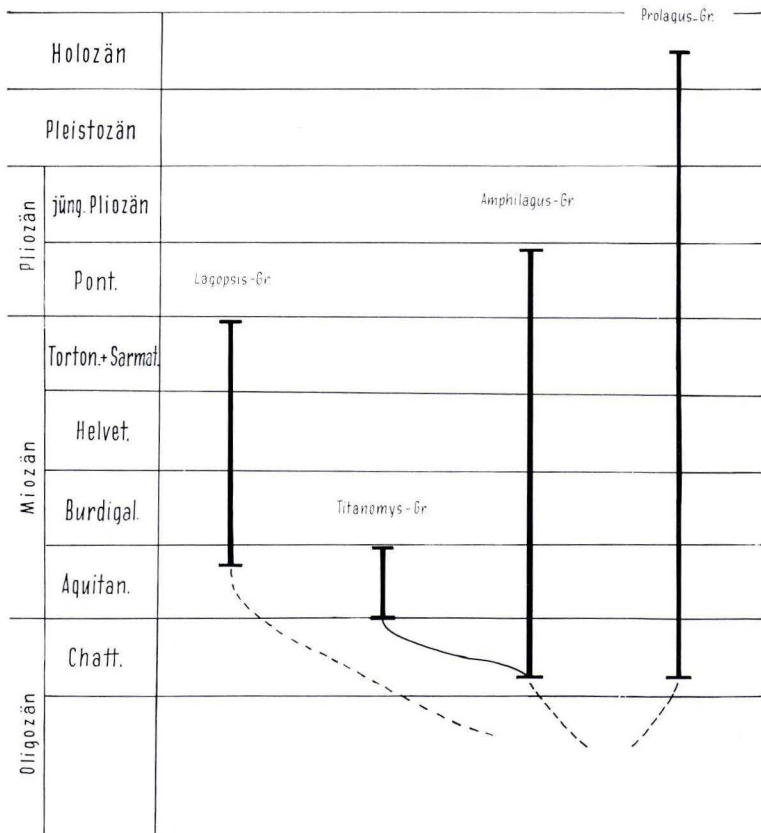


Abb. 2. Zeitliche Verbreitung von vier Lagomorphen-Gruppen im Tertiär und Quartär Europas (Chattium = Oberes Stampium, Helvetium = Unteres Vindobonium, Tortonium + Sarmatium = Oberes Vindobonium), (nach TOBIEN 1963).



Mit den ab Pontium ebenfalls als Zuwanderer in Europa vorhandenen Leporiden sind diese Gruppen nicht verwandt. Nähere, wenngleich nicht direkte Beziehungen bestehen zum Genus *Ochotona* und seinen asiatischen Verwandten und Vorfahren.

Aus Abb. 2 ist ersichtlich, daß alle 4 Gruppen im Aquitanium vertreten sind. Im folgenden soll dargelegt werden:

1. ob und wo Vertreter dieser Gruppen im M. B. vorkommen,

2. ob die Geschwindigkeiten in der Evolution ihrer Gebiße hinreichen, innerhalb des Zeitbereiches Aquitanium bzw. der im M. B. hierunter zusammengefaßten litho- und biostratigraphischen Einheiten: Hydrobien-, *Corbicula*- und Cerithien-Schichten biostratigraphisch verwertbare Zeitmarken hervorzubringen.

### 3. Lagomorpha-Fundorte und -Taxa im Unter-Miozän des M. B.

Nach den seitherigen Unterlagen sind aus der Mainzer Triade sowie aus den sie überlagernden Landschneckenmergeln (in der näheren Umgebung von Frankfurt/Main) Lagomorphen-Reste der *Amphilagus*-, *Titanomys*- und *Piezodus-Prolagus*-Gruppe in einigen Lokalitäten vorhanden (Abb. 1). Die *Marcuinomys-Lagopsis*-Gruppe ist bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Nachstehend sind — in der Abfolge der Schichten der Triade — die Lokalitäten sowie die in ihnen vorkommenden Lagomorphen-Taxa kurz behandelt.

#### 3.1. Cerithien-Schichten

Das älteste Schichtglied der Mainzer Triade hat von zwei Lokalitäten Lagomorphen geliefert: Hochheim-Flörsheim und Großkarben (Abb. 1).

##### 3.1.1. H o c h h e i m - F l ö r s h e i m (sö. Wiesbaden)

Fundpunkt ist der Steinbruch der Fa. Dyckerhoff, lange Jahrzehnte stillgelegen, neuerdings wieder in Betrieb genommen. Nach den unlängst publizierten Untersuchungen von KÜMMERLE (in KÜMMERLE & SEMMEL 1969, S. 40) stellen die Landschneckenkalke nur eine spezielle Fazies der im gleichen Steinbruch auftretenden Cerithien-Schichten dar. Bisher wurden die Cerithien-Schichten (Aquitanium) scharf von den älteren Landschneckenkalken (Chattium) getrennt gehalten (Einzelheiten bei KÜMMERLE & SEMMEL 1969, S. 40 ff.). Diese neue stratigraphische Interpretation würde der unsicheren Herkunft vieler der älteren Säugerfunde aus dem Komplex Landschneckenkalk/Cerithienschichten im Gebiet Hochheim-Flörsheim ein Ende setzen. Die von dort beschriebenen Säuger-Taxa (*Melissiodon emmerichi* SCHAUB (1925), *Cricetodon collatus* SCHAUB (1925), *Amphicyon tolosanus* NOULET (KUSS 1963, S. 13), *Diaceratherium flörsheimense* HELLER (1933) sowie die ältere Liste bei KOCH (1880, S. 24) und die Zusammenstellungen bei HAUPT (1935) würden somit eine stratigraphisch einheitliche Lokalfauna darstellen.

Als bisher einziger Lagomorphe ist in Hochheim-Flörsheim vertreten:

3.1.1.1. *Amphilagus antiquus* (POMEL).

Die mir vorliegenden zwei  $P_3$  (SM<sup>2</sup>) 1798e, HLD Flö 23) sind juvenile Exemplare, welche die charakteristische Struktur des *A. antiquus* zeigen, wie sie z. B. von Coderet (Allier) (VIRET 1929, Abb. 11, A, C, D; TOBIEN 1963, S. 20, Abb. 4d, 9c) und Peublanc (Allier) (SCHLOSSER 1926, Taf. 12, Fig. 10e und eigene Beobachtungen an diesem Material in BSP) bekannt ist: Die Labialwand der relativ niedrigen, bewurzelten Krone zeigt über die ganze Länge ein tiefes Außen-Synklinid,<sup>3)</sup> die Lingualwand ist dagegen glatt. Nur an unangekauften Kronen, so auch an den zwei Hochheim-Flörsheimer Exemplaren, findet sich in der Gipfelregion eine kurze, seichte Rinne. Sie ist wohl als erste Andeutung des bei *Titanomys* vorhandenen tiefen und weit wurzelwärts reichenden Lingualsynklinides anzusehen (Abb. 3a, b).

$P_4 - M_2$  und die Oberkiefer-P und -M besitzen ferner die für die *Amphilagus*-Gruppe kennzeichnende Partial-Hypsodontie, sowie — in Verbindung damit — die Beibehaltung der Altstrukturen, d. h. der Reste des tribosphenischen Grundplanes (TOBIEN 1963, S. 18, 20). Sie ist an der Population von Hochheim-Flörsheim ganz besonders deutlich entwickelt, und bezeugt ihren archaischen Charakter. (Abb. 5a)

Auch in der Größe stimmt der Hochheim-Flörsheimer *A. antiquus* mit den französischen Exemplaren überein:  $P_3 - M_2$ : Flö 23: ca. 9,5 (alle Maße hier u. im folgenden in mm); Coderet: 8,8—9,6; Peublanc: ca. 9,2 (SCHLOSSER 1929, Taf. 12, Fig. 12f).

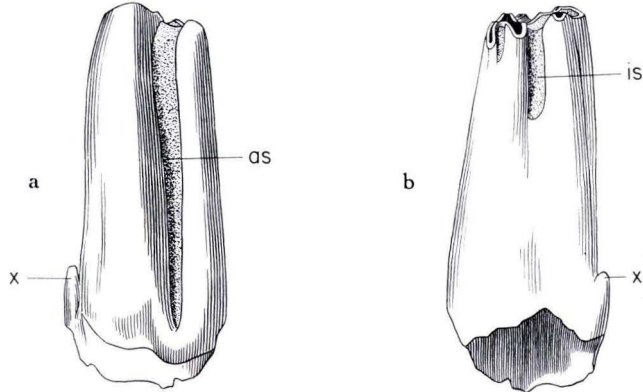


Abb. 3. *Amphilagus antiquus* (POMEL),  $P_3$  dext., spiegelbildlich, a: von labial, b: von lingual; as: Außensynklinid, is: Innensynklinid, x: Cingulum-Spitze; Cerithien-Schichten, Falkenberg bei Hochheim-Flörsheim. x 10; Senckenberg-Museum, Frankfurt/Main, 1798e.

<sup>2)</sup> SM: Senckenberg-Museum, Frankfurt/M., HLD: Geologisch-Paläontologische Abteilung des Hess. Landesmuseums, Darmstadt; BSP: Bayrische Staatssammlung f. Paläontologie und hist. Geologie. Den Vorständen dieser Sammlungen möchte ich auch an dieser Stelle für die Überlassung einschlägiger Materialien verbindlichst danken.

<sup>3)</sup> Zur Terminologie: Antiklinid, Synklinid im Unterkiefer, Antikline, Synkline im Oberkiefer vgl. THALER (1966).

Die Übereinstimmung mit den *A. antiquus* von Coderet und Peublanc weist auf eine eventuelle Zugehörigkeit der Hochheim-Flörsheim-Population zur Coderet-Zone (THALER 1966, S. 230, HUGUENEY 1969, Fig. 116, vgl. Tab. 3) hin, und damit auf ein frühaquitaisches oder oberstampisches (= chattisches) Alter.

### 3.1.2. Groß-Karben (15 km nnö. Frankfurt/M.).

Fundpunkt: Verlassener Steinbruch zwischen Groß- und Klein-Karben mit Cerithien-Schichten in sandig-kalkiger Fazies (WENZ 1936, S. 16).

#### 3.1.2.1. *Piezodus branssatensis* VIRET

Einzigster Beleg eines Lagomorphen ist der  $P_3$  dext. (HLD GK 51) eines archaischen *Piezodus*. Krone und Wurzel sind noch deutlich unterscheidbar, das Innensynklinid nach lingual abgedämmt, die Vorderwand des Vorderlobus ohne Längsrinne, der ganze Zahn in der Längsachse deutlich gekrümmt — nach labial: konvex, nach lingual: konkav. (Abb. 4) L: 2,1, B: 1,9; die entsprechenden Maße von Coderet: 1,9—2,4 und 1,55—2,05 (eigene Messungen).



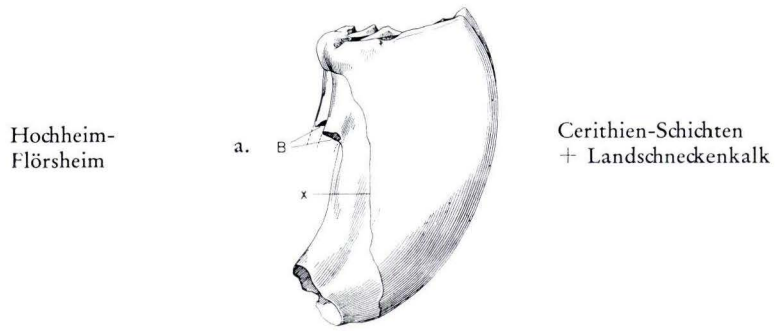
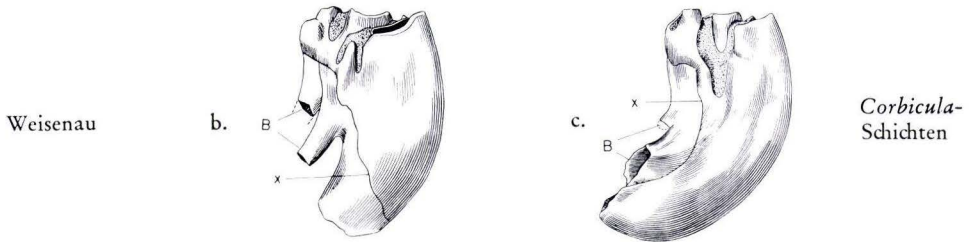
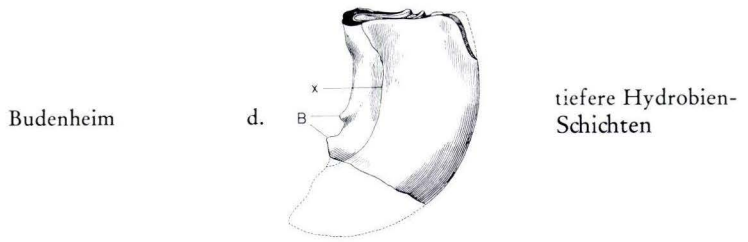
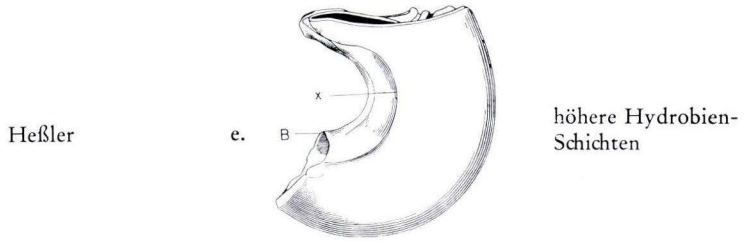
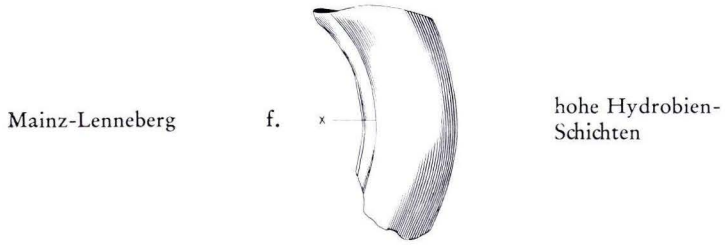
Abb. 4. *Piezodus branssatensis* VIRET,  $P_3$  dext., spiegelbildlich, Occlusalansicht, Cerithienschichten, Groß-Karben. x 10; Hessisches Landesmuseum, Darmstadt, Geol.-Paläontol. Abt. GK 51.

In der Evolutionshöhe stimmt der  $P_3$  von Groß-Karben mit Exemplaren von Coderet gut überein. Auch die  $P_3$  von Paulhiac (Lot-et-Garonne) und Tomerdingen bei Ulm sind ähnlich. Jedoch sind die *Piezodus*-Populationen dieser beiden Lokalitäten — wie aus Vergleichen umfangreicher Gebißmaterialien ersichtlich — wenig aber deutlich hypsodonter als die Coderet-Population. Der Prämolare von Groß-Karben genügt jedoch für ein definitives Urteil nicht. Mit gewissem Vorbehalt dürfte er dem Evolutions-Niveau des *P. branssatensis* von Coderet entsprechen.

## 3.2. Corbicula-Schichten

### 3.2.1. Weisenau (sö. Mainz)

Fundpunkt: Die mir vorliegenden Materialien des SM stammen — nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. RIETSCHEL, Senckenberg-Forschungsinstitut, Frankfurt/M., wofür ich auch an dieser Stelle bestens danken möchte — aus dem Material H. v. MEYER's, des ersten Bearbeiters der Funde. Die topographische Situation der 1838 entdeckten Weisenauer Vertebraten-Fauna läßt sich noch einigermaßen rekonstruieren. Zwar habe ich in den zahlreichen brieflichen Mitteilungen H. v. MEYER's im Neuen Jahrbuch etc. zwischen 1839 und 1865, sowie in seiner Übersicht der Weisenauer Fauna von 1843 (Zitate hierzu bei HAUPT 1935, S. 14—15) keine Angaben dazu gefunden. Jedoch äußert sich L. BECKER,



Hof-Maler in Mainz, in seiner Publikation „Über Vogel-Eier im Paludinen-Kalke von Weissenau bei Mainz“ (1849, S. 72) zur Herkunft folgendermaßen:

„Weisenauer Einwohner bauten vor mehreren Jahren große, in den Berg waagrecht einziehende Bierkeller, deren Sohle in der Höhe des Ortpflasters sich befindet und von der obersten Lage des vorerwähnten Diluviums ungefähr 110' (= ca. 34 m; Verf.) senkrecht entfernt ist. Die ausgegrabene Knochen-führende Erde (Kalk und Thon mit Paludinen vermischt) wurde dicht ans Ufer in den Rhein geworfen. Hier spülte das Wasser die erdigen Theile weg, und die Knochen-Reste wurden bei niederem Wasserstande von den Bewohnern, meistens von Kindern, gesammelt und an Liebhaber verkauft. Diese Stelle ist nun in Folge des Eisenbahnbaues verschüttet, und da in der nächsten Zeit auch keine Bauten im Berge mehr vorgenommen werden, so sind, wie gesagt, die Weisenauer Akten der Urwelt vor der Hand als geschlossen zu betrachten.“

Ähnlich LEPSIUS (1883, S. 128):

„In dem Orte Weissenau selbst, am Fusse der Abhänge südlich der Kirche, wurden im Jahre 1838 beim Fundament-Ausnehmen eines Hauses Kalkmergel ausgegraben und an den Rhein geworfen, aus welchen die berühmten, außerordentlich zahlreichen Wirbelthierreste vom Fluss und bei der Verwitterung der Mergel ausgewaschen wurden, die Hermann von Meyer in Frankfurt beschrieben oder benannt hat. Über die Lagerung dieser wichtigen und reichen Fauna ist damals leider kein Bericht aufgenommen worden; daher fehlen in der Literatur Angaben darüber.“

Die Fundstelle muß demnach im alten Ortskern des heutigen Mainzer Vorortes Weissenau (Abb. 1) gelegen haben. LEPSIUS (1883, S. 129) setzte die Fauna in die *Corbicula*-Schichten, auch BÖTTGER (1877, S. 187) hat sich in diesem Sinne geäußert. Die gegenwärtige geologische Situation — das Gelände ist heute völlig überbaut — ist etwa folgende: Die Unterkante der (Oberen) Cerithien-Schichten liegt nach SONNE (1965, Abb. 3) im alten Ortskern bei ca. + 50 m NN. Die Mächtigkeit der Oberen Cerithien-Schichten beträgt nach ihm (1965, S. 385) ca. 35 m, so daß die Grenze Cerithien/*Corbicula*-Schichten bei ca. 85 m NN. zu liegen käme. Dies entspricht etwa dem Rheinufer-Niveau. Die *Corbicula*-Schichten mit ca. 20 m Mächtigkeit (SONNE 1965, S. 387) hätten ihre Obergrenze bei 105 m NN. Zwischen 85 und 105 m NN liegt etwa auch der alte Ortsteil von Weissenau. Die Angabe von LEPSIUS (1883, S. 129), die Weisenauer Fauna stamme aus den „oberen *Corbicula*-Kalken“ dürfte demnach manches für sich haben.

Im folgenden soll daher Weissenau innerhalb der *Corbicula*-Schichten geführt werden. Eine Lokalisierung im Grenzbereich *Corbicula*-/Hydrobien-Schichten oder in den tiefsten Hydrobien-Schichten ist aber ohne direkte Daten nicht auszuschließen.

Abb. 5. Vorderansichten von Oberkiefer-Zähnen (P<sup>3</sup>, P<sup>4</sup>, M<sup>1</sup>) der *Amphilagus*-, *Titanomys*- und *Piezodus*/*Prolagus*-Linie aus dem Untermiozän des Mainzer Beckens; Zunahme der Hypsodontie von 5a nach 5f: Reduktion der Buccalwurzeln (B), Ausdehnung der Schmelzbedeckung, Verwischung des Unterschiedes von Wurzel und Krone, Streckung des ganzen Zahnes (5f); B: Buccalwurzeln, x: Grenze Schmelz-Dentin. Alle Abb. x 6,25. 5a: *Amphilagus antiquus* (POM.), P<sup>4</sup> sin., Stbr. am Falkenberg bei Hochheim-Flörsheim; Orig. Hess. Landesmuseum Darmstadt, Geol.-Pal. Abt., Flö 1; 5b: *Titanomys visenoviensis* H. v. M., P<sup>3</sup> dext. spiegelbildlich, archaisches Exemplar, *Corbicula*-Schichten, Weissenau, Senckenberg-Museum Frankfurt/M., 3261v; 5c: *Titanomys visenoviensis* H. v. M., P<sup>3</sup> sin. progressives Exemplar, *Corbicula*-Schichten, Weissenau, Senckenberg-Museum Frankfurt/M., 3261c; 5d: *Titanomys visenoviensis* H. v. M., P<sup>4</sup> sin., Hydrobien-Schichten, Budenheim, Hessisches Landesmuseum Darmstadt, Geol.-Pal. Abt., Bu 66; 5e: *Titanomys visenoviensis* H. v. M., P<sup>4</sup> sin., Hydrobien-Schichten, Heßler bei Wiesbaden, Senckenberg-Museum Frankfurt/M., 1749; 5f: *Prolagus vasconiensis* ROM. & VIR., M<sup>1</sup> dext., spiegelbildlich, Oberste Hydrobien-Schichten, Mainz-Lenneberg, Geol. Landesamt Rheinland-Pfalz Mainz, MWJ 48.

### 3.2.1.1. *Titanomys visenoviensis* H. v. M.

Aus *Amphilagus antiquus* geht — etwa an der Wende Stampium/Aquitanium (d. h. an der Wende Coderet- zu Paulhiac-Zone, Tab. 3, S. 28) — *Titanomys visenoviensis*, durch Umgestaltung des  $P_3$ , Zunahme der Hypsodontie, Reduktion der Wurzeln, hervor (TOBIEN 1963, S. 22).

Drei  $P_3$  (SM 3252p, 3252r, 3252s) von Weisenau haben die typische *Titanomys*-Struktur, mit Außen- und Innen-Synklinid, und Mitteldamm, der den Vorder- und Hinterlobus verbindet. An zwei  $P_3$  ist die Innenbucht lingual abgedämmt (TOBIEN 1963, Abb. 9b). In der Evolution des *Titanomys*- $P_3$  ist dies ein archaischer Charakter.

Gegenüber dem *Amphilagus antiquus* von Hochheim-Flörsheim sind auch die übrigen P und M inf. wie die P und M sup. beträchtlich weiter fortgeschritten, wie Wurzelreduktion, Hypsodontiegrad, und Zustand der Altstrukturen zeigen. Zwischen dem Hochheim-Flörsheim- und dem Weisenau-Niveau liegt jedoch noch eine evolutive Phase, die bisher aus dem Mainzer Becken noch nicht bekannt ist, wohl aber in den *visenoviensis*-Populationen von Tomerdingen bei Ulm und Saulcet (Allier) vertreten ist.

Unter den UK- und OK-Zähnen von Weisenau finden sich nun einerseits Exemplare, die dem Niveau von Tomerdingen-Saulcet entsprechen (z. B. kräftige Buccalwurzeln an den oberen  $P^3$ — $M^2$ , geringe Ausdehnung der Schmelzbedeckung an der noch konischen Hauptwurzel) neben deutlich evoluierten  $P^3$ — $M^2$  (mit reduzierten oder mit der Hauptwurzel verschmolzenen Buccalwurzeln, Hauptwurzel groß, quergedehnt, mit ausgedehnter Schmelzbedeckung), d. h. mit Unterschieden, wie bei TOBIEN (1963, Abb. 8a, b) abgebildet (Abb. 5b, c).

Andererseits sind die *Titanomys*-Populationen von Budenheim und Heßler, wie S. 23 gezeigt wird, deutlich fortgeschrittener.

### 3.2.1.2. *Amphilagus*, gr. Spezies

Durch einen  $P_4$  dext. (Geol.-Pal. Inst. Univ. Freiburg, Nr. 401)<sup>4</sup>) ist der große brachyodonte *Amphilagus*, wie er ähnlich in Ulm, Tomerdingen und Estrepouy (Gers) vorkommt (provisorisch *A. ulmensis* benannt: TOBIEN 1963, S. 20), nachgewiesen. Für feinstratigraphische Zwecke im M. B. ist er z. Z. bedeutungslos.

## 3.3. Hydrobienschichten

Lagomorphenreste aus gesicherten *Corbicula*-Schichten fehlen bisher, wie überhaupt Säugerreste aus diesem mittleren Teil der Mainzer Triade kaum bekannt sind, Weisenau eventuell ausgenommen. Reichere Materialien haben z. T. dagegen die Hydrobien-Schichten geliefert. Hierher gehören Budenheim, Heßler, Ravalzhausen, Lenneberg (Abb. 1).

<sup>4</sup>) Herrn Prof. Dr. M. PFANNENSTIEL, Freiburg, bin ich für die freundliche Überlassung des Objektes sehr zu Dank verbunden.

## 3.3.1. B u d e n h e i m (8 km nw. Mainz)

Fundpunkt: Steinbruch der Bonner Portland-Zement-Werke.

Die Materialien (HLD: 11 P u. M. sup., 4 P und M inf., PIM (Paläontol. Inst. Univ. Mainz): 3 P u. M. sup., 1 M<sub>1</sub> fragm.; alles Einzelzähne) wurden aus einem ca. 10—20 cm starken, grünlichen Tonmergelband mit zahlreichen Hydrobien ausgeschlämmt. Das Band liegt im mittleren Teil der dort aufgeschlossenen Hydrobienschichten, zwischen dem 4. und 5 brackisch-marinen Horizont der TAN'schen Gliederung (FALKE 1965, S. 62; TAN, Dissertation, Mainz, frdl. mündl. Mitteilung).

3.3.1.1. *Titanomys visenoviensis* H. v. M.

Wie oben bereits erwähnt, ist die Budenheimer Population des *T. visenov.* deutlich evoluiert als jene von Weisenau. Das Vorkommen in einem stratigraphisch jüngeren Niveau — inmitten der Hydrobien-Schichten — macht dies verständlich. Die Budenheimer P<sub>3</sub> — M<sub>2</sub> haben nur noch angedeutete, mit der Hauptwurzel verschmolzene Buccalwurzeln, quergedehnte Hauptwurzel, mit spätem Pulpa-Verschuß, und einer Schmelzbedeckung, die sich in großem Ausmaß auf die eigentliche Wurzelpartie erstreckt (Abb. 5d).

Der P<sub>3</sub> hat die typische *visenoviensis*-Struktur, mit lingualwärts offenem Innensynklinid.

3.3.1.2. *Amphilagus*, gr. Spezies

Durch einen großen, brachyodonten M<sub>1</sub> (PIM) ist die große *A.*-Spezies, wie in Weisenau, vertreten.

## 3.3.2. H e ß l e r (3 km sö. Wiesbaden)

Fundpunkt: Heute verlassene bzw. verschwundene Steinbrüche der Fa. Dyckerhoff in den oberen Hydrobien-Schichten (LEPPLA & STEUER 1923, S. 19).

Die mir vom SM zur Verfügung gestellten Materialien, wurden — laut Etikette und einer frdl. schriftlichen Mitteilung von Herrn Dr. RIETSCHEL, SM Frankfurt/M. — ca. 1890 von H. LAUBER und zwischen 1894 und 1905 von H. bzw. Gebr. DYCKERHOFF dem SM übergeben. Es sind darunter drei Lagomorphen-Taxa vertreten.

3.3.2.1. *Titanomys visenoviensis* H. v. M.

27 obere P und M, z. T. in Maxillen, 1 P<sub>3</sub>, 2 UK-Fragmente mit P<sub>3</sub> — M<sub>2</sub> bzw. P<sub>4</sub> — M<sub>2</sub> übertreffen hinsichtlich Rückbildung und Resorption der Buccalwurzeln an den OK-Zähnen, sowie der UK-Wurzeln, und des damit verbundenen hohen Hypsodontie-Grades noch etwas die Budenheimer Exemplare. Für das M. B. stellen diese Materialien — beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse — eine Terminalform des *T. visenoviensis* dar (Abb. 5e). Sie werden nur noch von den Populationen aus Marcoin (Puy-de-Dôme) und La Chaux (Kt. Vaud, Schweiz) erreicht bzw. übertroffen.

### 3.3.2.2. *Amphilagus*, gr. Spezies

Wie in Weisenau und Budenheim ist auch am Heßler die große, relativ brachyodonte *Amphilagus*-Spezies durch einen  $P^3$  und  $M_1$  (SM 1748, 1754a) belegt.

### 3.3.2.3. *Piezodus* n. sp.

5 obere P und M, 2  $P_3$ , 1 UK-Fragm. mit  $P_3 - M_2$  (SM) belegen eine gegenüber dem *P. branssatensis* von Groß-Karben entschieden weiterentwickelte Form. Sie ist durch extreme Hypsodontie, völligen Verlust der Buccalwurzeln, nahezu totale Schmelzbedeckung der Vorderwand von  $P^3 - M^2$  charakterisiert. Der  $P_3$  zeigt typische *Piezodus*-Struktur mit deutlicher Längsrinne auf der Vorderwand des Vorderlobus. Jedoch kommt es an OK- und UK-Zähnen mit vorgeschrittener Abkautung noch zu einer, allerdings schwachen, verkümmerten Wurzelbildung. Sie fehlt den spätaquitänen und burdigalen *Piezodus*- und *Prolagus*-Formen.

Die Form vom Heßler ist ferner progressiver als jene von Paulhiac (Lot-et-Garonne) und von Tomerdingen, entspricht dagegen in der Evolutionshöhe dem *Piezodus* vom Eselsberg bei Ulm und von Chavroches (Allier). Es handelt sich um eine neue Art, die zwischen *P. branssatensis* und den burdigalen *Prolagus/Piezodus*-Taxa steht, und deren Benennung und Diagnose an anderer Stelle gegeben werden soll.

### 3.3.3. R a v o l z h a u s e n (25 km ö. Frankfurt/M.)

#### 3.3.3.1. *Piezodus* oder *Prolagus*

Von dieser Fundstelle (TOBIEN 1960, S. 7—9) ist außer einem  $D^2$  nur ein Mandibel-fragment ohne Zähne bekannt geworden. Nach der Beschaffenheit der  $P_3$ -Alveole dürfte es entweder zu *Piezodus* oder *Prolagus* gehören (TOBIEN 1960, S. 15). Für feinstratigraphische Zwecke ist der Rest daher nicht verwendbar.

### 3.3.4. M a i n z - L e n n e b e r g (NW-Vorort von Mainz)

Fundpunkt: Schachtgrube eines Autobahn Pfeilers der „Lenneberg-Spange“. Unpublierte Lokalität. Von Landesgeologen Dr. V. SONNE, Geol. L.-A. Mainz, aufgefunden. Nach seiner freundlichen mündl. Mitteilung: sehr hohe Hydrobien-Schichten.

#### 3.3.4.1. *Prolagus vasconiensis* ROMAN & VIRET

In den Schlämmrückständen fand sich ein isolierter oberer  $M^1$  (Smlg. Geol. L.A. Rheinld. Pfalz Nr. MWJ 48) mit totaler Hypsodontie, ohne Buccalwurzelbildung, statt deren zwei scharfe Kanten an der buccalen Zahnwand, und stark gestrecktem Zahnschaft (Abb. 5f). Die Kaufläche zeigt eine bis zur Mitte eindringende Innensyncline, sowie einen Altstrukturrest in Form einer V-förmig gebogenen, geschlossenen Schmelzschlinge.

Ein  $P^4$  von *Marcuinomys* käme eventuell auch in Frage (TOBIEN 1963, Abb. 10b). Jedoch sprechen die sonstigen Merkmale (Krümmung,  $M^1$ -Charakter) eher für eine Zugehörigkeit zu *Prolagus*.



Dieser Zahn entspricht durchaus dem *Prolagus* aus Frankfurt-Nordbassin und Frankfurt-Niederrad, die im folgenden behandelt werden.

### 3.4. Landschneckenmergel der Umgebung von Frankfurt/M.

Die Landschneckenmergel im Stadtgebiet von Frankfurt/M. und der näheren Umgebung wurden von WENZ in das Obermiozän gestellt. Nach den in ihnen vorkommenden Säugerresten (Frankfurt-Nordbassin und -Niederrad) sind die Mergel jedoch älter und gehören in das späte Aquitanium (TOBIEN 1959, S. 770).

3.4.1. *Frankfurt-Nordbassin* (im ndl. Stadtgebiet Frankfurt a. M. gelegen, Abb. 1).

Zum Fundpunkt (Abb. 1) siehe KINKELIN (1892, S. 209, 213), TOBIEN (1959) und WIESNER (1967, S. 30, 55).

#### 3.4.1.1. *Prolagus vasconiensis* ROMAN & VIRET

Wie bereits HÜRZELER (1945, S. 659—660) gezeigt hat, ist hier ein schon typischer *Prolagus* vertreten (von HÜRZELER zu *P. vasconiensis* gestellt; siehe auch TOBIEN 1959,

Tab. 2. Lagomorpha führende Lokalitäten im Unter-Miozän des Mainzer Beckens

Schichten	Lokalitäten	<i>Titanomys</i> -Gruppe	<i>Amphilagus</i> -Gruppe	<i>Piezodus-Prolagus</i> -Gruppe
Vogelsberg-Tuffe (Burdigal.)	Echzell <sup>5)</sup>	—	—	<i>Prol. vasconiensis</i> , cf. <i>Piezodus</i> n. sp.
Landschneckenmergel; höchste Hydrobien-Sch.	Frankfurt-Nordbassin; Ffm-Niederrad; Mainz-Lenneberg	—	—	<i>Prol. vasconiensis</i>
Hydrobien-Schichten	Heßler	<i>Tit. visenov.</i> (term.)	<i>Amph.</i> große Spezies	<i>Piezodus</i> n. sp.
	Budenheim	<i>Tit. visenov.</i> (typ.)	<i>Amph.</i> große Spezies	—
<i>Corbicula</i> -Schichten	Weisenau	<i>Tit. visenov.</i> (arch.)	<i>Amph.</i> große Spezies	—
Cerithien-Schichten + Landschneckenkalk (p.p.)	Hochheim-Flörsheim	—	<i>Amph. antiquus</i>	—
	Groß-Karben	—	—	<i>Piez. branssatensis</i>
Schleichsand + Cyrenenmergel	—	—	—	—

<sup>5)</sup> Fauna mit häufigem *Gomphotherium angustidens*, ndl. Frankfurt/Main (Abb. 1; TOBIEN 1953).

S. 770). Die im SM befindlichen Materialien werden von Frau R. STEPHAN, Paläontologisches Institut der Univ. Mainz, im Rahmen einer Gesamtdarstellung der Nordbassin-Fauna näher beschrieben.

### 3.4.2. Frankfurt-Niederrad

Zum Fundpunkt: Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad (Abb. 1) siehe KINKELIN (1884, S. 236) und TOBIEN (1959, S. 770).

#### 3.4.2.1. *Prolagus vasconiensis* ROMAN & VIRET

Die von diesem Fundpunkt im SM befindlichen oberen Backenzähne (TOBIEN 1959 S. 770) entsprechen in ihren Merkmalen dem *Prolagus* aus dem benachbarten Nordbassin. Nähere Einzelheiten bringt die Bearbeitung von R. STEPHAN.

Die Verteilung der Lagomorphen-Taxa in den drei Elementen der Mainzer Triade sowie in den Landschneckenmergeln bringt Tab. 2, S. 25.

## 4. Die Altersfolge der M. B.-Lokalitäten nach Lagomorpha und die Beziehungen zu Lagomorpha führenden Lokalitäten in Deutschland und Westeuropa

Nach obigen Ausführungen ergibt sich — aufgrund der Evolutionshöhe der Populationen — in der *Amphilagus-Titanomys-Linie* nachstehende Abfolge der Fundpunkte im M. B. (Abb 1):



Die *Piezodus-Prolagus-Linie* liefert die Abfolge:



Da — schon aus allgemein stratigraphischen Gründen — Budenheim und Weisenau zwischen Heßler und Hochheim-Flörsheim bzw. Großkarben gehören, ergibt sich als Kombination beider Abfolgen:



In Deutschland außerhalb des M. B. sowie in Westeuropa können folgende Lokalitäten mit Lagomorphen der beiden Linien in entsprechender Entwicklungshöhe genannt werden (für geographische und sonstige faunistische Daten vgl. THENIUS 1959):

*Amphilagus antiquus* von Hochheim-Flörsheim kommt in entsprechenden Formen in Coderet (in der älteren Literatur auch als Branssat geführt) und Peublanc vor. Wahrscheinlich ist die Spezies auch in La Milloque (Lot-et-Garonne), Küttigen (Kt. Aargau) und Gaimersheim bei Regensburg vertreten. Der *Piezodus branssatensis* von Groß-Karben ist am ehesten mit der gleichen Spezies in Coderet und Peublanc vergleichbar.

Der *Titanomys visenoviensis* von Weisenau weist einmal archaische Individuen vom Typus Tomerdingen, Saulcet und Kaubach I (Kt. Appenzell)<sup>6)</sup> auf, daneben finden sich aber auch progressivere Individuen, die der Form von Budenheim nahe kommen, bzw. mit ihr identisch sind. Entweder handelt es sich um eine Population, in der archaische und progressivere Individuen koexistieren, oder aber die Materialien stammen aus lithostratigraphisch verschiedenen Horizonten des Weisenauer Profils z. Z. der H. v. MEYER'schen Beschreibungen. Beide Möglichkeiten erweisen ein Übergangsphänomen, entweder in einer Population oder in dem nach den Fundumständen gewiß nicht mächtigen Profil. Die mögliche stratigraphische Position der Weisenauer Fundschichten: Höhere *Corbicula*-Schichten dürfte diesem Sachverhalt durchaus entsprechen.

Eine *Titanomys visenoviensis*-Form, die in ihrem Evolutionsniveau dem von Tomerdingen und Saulcet entspricht, die also zwischen *A. antiquus* von Hochheim-Flörsheim und *T. visenoviensis* von Weisenau steht, ist bisher aus dem M. B. nicht bekannt geworden. Sie sollte in den tieferen *Corbicula*-Schichten erwartet werden.

Der *T. visenoviensis* von Budenheim ist im Ganzen entschieden weiter evoluiert als der von Weisenau. Ähnlich oder gleich mit Budenheim sind Eggingen, Haslach und Eselsberg aus der unteren Süßwasser-Molasse der Umgebung von Ulm, sowie Montaigu (Allier) und Chavroches (Allier) aus dem Allier-Becken.

Fortgeschrittener als der *T. visenov.* von Budenheim ist die Population vom Heßler. Hier handelt es sich — wie oben bereits erwähnt (S. 23) — um eine terminale Form, wie sie auch in La Chauv (Kt. Vaud) und Marcoin (Allier) vorkommt.

Heßler hat ferner einen sehr progressiven *Piezodus* n. sp. geliefert, dem die entsprechenden Reste aus der Umgebung Ulms sehr nahe stehen. Leider sind die archaischeren Phasen von *Piezodus*, wie sie in Tomerdingen, Paulhiac, Wischberg bei Langenthal (Kt. Bern) vertreten sind, im M. B. bisher noch nicht angetroffen worden. Sie wären in den tieferen Hydrobien-Schichten, im Weisenau-Niveau, und in den *Corbicula*-Schichten zu suchen. Zwischen dem *Piezodus branssatensis* von Groß-Karben und dem *Piezodus* n. sp. vom Heßler besteht im Mainzer Becken noch eine beträchtliche Dokumentations-Lücke.

<sup>6)</sup> Reiche, bisher nicht publizierte Lokalfauna im Basler Museum, die dem unteren Aquitanium angehört, eventuell auch zwischen unt. u. mittl. Aquitanium der HÜRZELER-Gliederung zu stellen ist (nach frdl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. HÜRZELER, Basel).

Tab. 3. Lagomorpha-Lokalitäten des Aquitaniums im Mainzer Becken und Westeuropa

Lokale stratigr. Einheiten im M. B.	Lokalfaunen mit Lagomorpha im M. B.	Lokalfaunen mit Lagomorpha in W-Europa	Evolutive Phasen bei Lagomorpha	Zonen bei THALER (1966) HUGUENEY (1969)		Unter-Stufen nach HÜRZELER 1945
				Zonen	Sub-zonen	
Landschneckenmergel; oberste Hydrobien-Sch.	Ffm.-Nordbassin Ffm.-Niederrad, Mainz-Lenneberg	Laugnac	<i>Prolagus vasconiensis</i>		Laugnac	Oberes Aquitanium
Hydrobien-Schichten	Heßler	Marcoin, La Chaux	<i>Piezodus</i> n. sp. <i>Tit. visenov.</i> (term.) <i>Amph.</i> gr. Sp.	Laugnac	Montaignu-le-Blin	Mittleres Aquitanium
	Budenheim	Ulm, Chavroches, Montaignu, St. Gérard p.p.	<i>Tit. visenov.</i> (typ.) <i>Piezodus branss.</i> (progr.) <i>Amph.</i> gr. Sp.			
Corbicula-Schichten	Weisenau	Tomerdingen, Paulhiac, Saulcet, Boudry II	<i>Tit. visenov.</i> (arch.) <i>Piez. branss.</i> (progr.) <i>Amph.</i> gr. Sp.	Paulhiac	Paulhiac	Unteres Aquitanium
	—					
Cerithien-Schichten + Landschneckenkalk (p.p.)	Hochheim-Flörshheim Groß-Karben	Coderet, Peubianc, Küttigen	<i>Amph. antiquus</i> <i>Piez. branssantensis</i>	Coderet	Küttigen	Oberes Ober-Stampium

Frankfurt-Nordbassin, Frankfurt-Niederrad und Mainz-Lenneberg schließlich haben einen schon typischen *Prolagus* — mit Vollhypsodontie, ohne Wurzelbildung, gestreckten oberen P und M und typischem P<sub>3</sub> — erbracht. Die Fundschichten stellen, was die Evolutionshöhe der Lagomorphen angeht, zweifellos die jüngsten in der Abfolge dar. Hierbei ist bemerkenswert, daß — im Falle Mainz-Lenneberg — offensichtlich auch außerhalb der nächsten Umgebung Frankfurts Schichten vorkommen, die den dortigen Landschneckenmergeln zeitlich sehr nahe stehen, wenn nicht sogar mit ihnen identisch sind. Eine Frankfurt-Nordbassin entsprechende Lokalfauna ist Laugnac (Lot-et-Garonne), worauf HÜRZELER (1945, S. 659, 660) erstmals hingewiesen hat. (vgl. auch TOBIEN 1959, S. 770).

Eine tabellarische Übersicht soll diese Feststellungen zusammenfassen (Tab. 3). Zum Vergleich ist die 3-Gliederung des Aquitaniums nach HÜRZELER (1945), nebst seinem obersten Stampium, sowie die Zonierung nach THALER (1966, S. 247—248) und HUGUENEY (1969, S. 200—202, Fig. 116) hinzugefügt. In der Tabelle ist Hochheim-Flörsheim und Groß-Karben mit Coderet gleichgesetzt. Dies gilt zunächst nur für die Befunde an den Lagomorphen. Andererseits fehlen an den beiden M. B.-Lokalitäten charakteristische Elemente der Coderet-Fauna (z. B. *Archaeomys*, *Issiodoromys*).<sup>7)</sup> Diese Gleichstellung ist daher nur provisorisch, bis neue Funde Klarheit erbringen. So wäre ein tiefes Niveau innerhalb der Paulhiac-Zone auch möglich.

In dem in Rede stehenden Zeitraum lassen sich — mittels der *Amphilagus/Titanomys*- und der *Piezodus/Prolagus*-Linien — 5 evolutive „Phasen“ oder Abschnitte unterscheiden. Sie können — vom Jüngeren zum Älteren — durch folgende Lokalitäten definiert werden:

1. Frankfurt-Nordbassin — Laugnac
2. Heßler — La Chauv — Marcoin
3. Budenheim — Ulm — Montaigne
4. Tomerdingen — Paulhiac
5. Hochheim-Flörsheim — Coderet

Weisenau bildet — mit der *T. visenoviensis*-Population — eine Übergangsphase zwischen 3. und 4., die der besseren Übersichtlichkeit halber in dieser Aufstellung weggelassen wurde.

Nimmt man für das Aquitanium mit EVERNDEN, SAVAGE, CURTIS & JAMES (1964, S. 167) eine absolute Dauer von wenigen Mio. Jahren an, so würde sich eine deutliche Tachytelie der behandelten Lagomorphen in diesem Zeitraum ergeben. Die von THALER und HUGUENEY geäußerte Vermutung der Möglichkeit einer gewissen Zonierung des Zeitabschnittes Ende Stampium (= Chattium) bis Ende Aquitanium der säugetierpaläontologischen Chronologie mittels Lagomorphen kann damit wohl bestätigt werden. (s. S. 15).

<sup>7)</sup> Zwar gibt SCHLOSSER (1884, S. 51, Taf. 5, Fig. 8, 8a) nach Zeichnungen H. v. MEYER's *Archaeomys* von Hochheim an, jedoch ist die Fundortsangabe im Text („Meeresmolasse, Hochheim“) anders als in der Tafelerklärung („Miocäen von Hochheim“). Letztere könnte durchaus auf den Komplex Landschneckenkalk/Cerithienschichten bezogen werden. Erstere würde auch auf die unterlagernden Cyrenenmergel zutreffen, die in der Umgebung Hochheims z. B. *Anthracotherium* geliefert haben. (KOCH 1880, S. 17).

Wieweit diese auf Lagomorphen basierte Zonierung im M. B. durch andere Säugergruppen gestützt, modifiziert oder verfeinert werden kann, liegt außerhalb des Rahmens dieser Betrachtungen. Ansatzpunkte hierfür dürften unter Rodentia, z. B. bei Gliriden, Eomyiden (*Eomys*, *Ligerimys*, *Pseudotheridomys*, *Ritteneria*), Cricetodonten, *Melissiodon*, *Plesiosminthus*, bestehen. SCHAUB (1925, S. 74—75) hat bereits von Hochheim das ältere *Cricetodon* (*Eucricetodon*) *collatus*, von Weisenau das jüngere *Cricetodon* (*Eucricetodon*) *gerandianus* bekanntgemacht. Eine Revision der gesamten Säugerreste aus allen Lokalitäten der Mainzer Triade, so auch der klassischen Lokalfauna von Weisenau, dürfte hier weiterführen<sup>8)</sup>.

### 5. Die Altersstellung der „Mainzer Triade“

Seit über 100 Jahren werden die Elemente der Mainzer Triade: Cerithien-, *Corbicula*- (= *inflata*-) und Hydrobien-Schichten teilweise oder ganz dem Aquitanium zugeordnet (s. hierzu Übersicht bei W. WAGNER 1959, S. 379—380). Z. Z. ist es üblich, alle drei Schichtglieder in das Aquitanium zu stellen: „Die Untersuchungen über das Auftreten des Aquitans im Mainzer Becken führten zu der jetzt allgemein anerkannten Annahme, daß es durch die Cerithien-, *Corbicula*- oder Schichten mit *Hydrobia inflata* und die Hydrobienschichten vertreten wird“ (W. WAGNER 1959, S. 381).

Der Vergleich und die Korrelierung mit der Typus-Region des Aquitaniums, dem Bordelais, südöstlich von Bordeaux, sowie den südöstlich daran anschließenden Regionen des Bazadais und Agenais gründete sich dabei auf Marin-, Brack-, Süßwasser- und Landmollusken, vor allem aus den Cerithien-Schichten des M. B. Eine besondere Rolle spielt dabei die „Trilogie agenaise“ des Agenais, in der Umgebung von Agen (ca. 100 km sö. Bordeaux). Die Trilogie besteht von oben nach unten: aus dem lacustrinen „calcaire gris de l'Agenais“, der brackisch-marinen „molasse avec *Ostrea aginensis*“ in der Mitte, und dem lacustrinen „calcaire blanc de l'Agenais“ unten.

Die beiden Süßwasserkalke enthalten außer Land- und Süßwasser-Mollusken auch Säugetiere: der calcaire gris die Lokalfauna von Laugnac (BAUDELLOT & DE BONIS 1968), der calcaire blanc die Lokalfauna von Paulhiac (DE BONIS 1968). Neuerdings ist auch in der mittleren Molasse eine Säugerfauna entdeckt worden: Moissac (BAUDELLOT & DE BONIS 1968, S. 160). Die Trilogie agenaise bietet damit die Möglichkeit, auch über die Landsäuger der Mainzer Triade in die Typus-Region des Aquitaniums hinein zu korrelieren.

HÜRZELER (1945, S. 659), TOBIEN (1959, S. 770) und KUSS (1963, S. 17) haben auf die Beziehungen der Frankfurt-Nordbassin-Fauna zur Fauna von Laugnac hingewiesen. (Näheres bringt die vor dem Abschluß stehende Bearbeitung der Nordbassin-Fauna durch R. STEPHAN, Mainz.)

HÜRZELER (1945, S. 659) setzt die Lokalfaunen seines Mittleren Aquitaniums (St. Gérard, Montaigu, Chavroches, Mainzer Becken, Ulm) dem mittleren Niveau der Trilogie, u. damit den Faluns des Bazadais, die weiter nordwestlich anschließen, gleich, und zwar

<sup>8)</sup> Derartiges ist seitens einer Arbeitsgruppe des Paläontologischen Institutes Mainz vorgesehen.

nach indirekten stratigraphischen Kombinationen. Kuss (1963, S. 17) parallelisiert die Hydrobien-Schichten (mit der Fauna von Weisenau) mit den Faluns von Saucats und Bazas, denen die Fauna von St. Gérard-le-Puy zeitlich entspräche. Er folgt damit im wesentlichen HÜRZELER. Kuss (1963, S. 17) parallelisiert ferner den Komplex *Corbicula*-, Cerithien-Schichten und Landschneckenkalk insgesamt mit dem calcaire blanc de l'Agenais und der Fauna von Paulhiac.

Nach den Lagomorphen (*Amphilagus antiquus*) ist nicht auszuschließen, daß Landschneckenkalk und Cerithien-Schichten zumindest von Hochheim-Flörsheim — diese mit KÜMMERLE (1969, s. oben S. 17) als einheitlich aufgefaßt — eher der Fauna von Coderet und ihren Aequivalenten entsprechen. Dagegen könnten in den *Corbicula*-Schichten und, eventuell, in den höheren Teilen der Cerithien-Schichten Aequivalente der Fauna von Paulhiac enthalten sein. Dazu sind aber Säugerfunde aus diesen Niveaus erforderlich, die bisher im M. B. fehlen; andererseits ist eine genauere Kenntnis der Fauna von Paulhiac notwendig.

In den Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens sind 2 Lokalfaunen vorhanden, die in der Evolutionshöhe verschiedene und daher auch altersmäßig verschiedene Lagomorphen enthalten: Budenheim und Heßler. Hinsichtlich der Lagomorphen würde Budenheim am ehesten den Lokalfaunen aus den Phryganiden-Kalken des Allier-Beckens entsprechen: Chavroches, Montaigu, St. Gérard p.p. (Letztere stellt nach HUGUENEY 1969, S. 202, 220, ein Gemisch verschieden alter Lokalfaunen der näheren Umgebung dar. Sie ist daher für stratigraphische Detailvergleiche besser außer acht zu lassen.)

Weisenau (Obere *Corbicula*-Schichten) ist älter als Budenheim und könnte noch dem Niveau von Paulhiac zugerechnet werden. Heßler ist jünger als Budenheim, aber älter als die Ffm.-Nordbassin-Phase. Er könnte aber noch zur Budenheim-Chavroches-Montaigu-Phase gezogen werden.

In der Trilogie agenaise hat — wie oben erwähnt — der mittlere Komplex brackisch-marinen Charakter. Er wird den westlich anschließenden, stärker marinen Faluns de Bazas gleichgestellt (siehe hierzu HÜRZELER 1945, S. 656—657). Damit besteht auch die Möglichkeit, einen Zusammenhang mit den marinen Typus-Regionen des Aquitanium/Burdigalium, die — noch weiter westlich — im Bordelais gelegen sind, zu finden. Es wäre ferner eine Kombination der Säugetier-paläontologischen Gliederung mit der auf marinen Evertebraten basierten Biostratigraphie gegeben.

Bisher wurden die Faluns de Bazas mit dem Typus-Aquitaniun des Bordelais als gleichaltrig angesehen. Nach den neueren Untersuchungen von DROOGER (1958, 1960, 1964)<sup>9)</sup> sind die Miogypsinen für die Unterscheidung und Trennung von Aquitanium und Burdigalium, dessen Typus-Profil ja ebenfalls im Bordelais liegt, von besonderer Bedeutung. Die Faluns des Bazadais enthalten nun Miogypsinen (*M. globulina*, *M. intermedia*), die für das Burdigalium des Bordelais charakteristisch sind, während ihnen aquitane Miogypsinen fehlen (DROOGER 1958, S. 175, 176; 1964, S. 54). Nach DROOGER (l. c.) gehören die Faluns

<sup>9)</sup> Herrn Prof. Dr. DROOGER, Utrecht, bin ich für freundliche briefliche Auskünfte sehr zu Dank verbunden.

des Bazadais demnach in das Burdigalium. Sie sind durch eine Transgression entstanden, die weiter nach Osten reichte, als jene des Aquitaniums (DROOGER 1964, S. 56), und er hält es für sehr wahrscheinlich (1964, S. 57), daß die *Ostrea*-führende Molasse des Agenais — d. h. der mittlere Komplex der Trilogie agenaise — auf diese Transgression zurückzuführen ist.

Sollte diese Altersgleichsetzung tatsächlich stimmen — sie müßte m. E. durch weitere mikropaläontologische Untersuchungen gestützt und bestätigt werden (Miogypsinen sind in der molasse à *Ostrea aginensis* offenbar bisher nicht angetroffen worden) — so würden sich beachtenswerte Konsequenzen, für das, was bisher im Mainzer Becken (und wohl auch anderwärts) als Aquitanium verstanden wurde, und ebenso auch für jene Säuger-Lokalfaunen und -Zonen, die bisher dem Aquitanium zugerechnet wurden, ergeben: Wenn der mittlere, brackisch-marine Teil der Trilogie agenaise in das Burdigalium gehört, dann müßte der darüber liegende calcaire gris de l'Agenais — mit der Säugerfauna von Laugnac — ebenfalls in das Burdigalium gehören. Da die Frankfurt-Nordbassin-Fauna und ihre altersgleichen Lokalitäten im M. B. (s. o. S. 29) mit Laugnac gleichalt sind, müßten die Landschneckenmergel der Umgebung von Frankfurt, sowie die ihnen  $\pm$  äquivalenten, allerhöchsten Hydrobien-Schichten von Mainz-Lenneberg ebenfalls in das Burdigalium zu ziehen sein.

Dem mittleren Teil der Trilogie agenaise wurden von HÜRZELER (1945, S. 659) die Faunen von St. Gérard, Montaigu und Chavroches gleichgestellt. Sie müßten demnach auch in das Burdigalium gehören, ebenso die diesen Allier-Faunen äquivalenten Lokalfaunen aus dem Mainzer Becken, die sich in den Hydrobien-Schichten fanden (Budenheim, Heßler).<sup>10)</sup> Dagegen könnte der untere Komplex der Trilogie agenaise, d. h. der calcaire blanc de l'Agenais, mit der Fauna von Paulhiac, dem Aquitanium zugerechnet werden. Ihm würden — mit allem Vorbehalt — die *Corbicula*-Schichten, vielleicht auch die tieferen Teile der Hydrobien-Schichten — und eventuell auch Teile der Cerithien-Schichten entsprechen.

Obige Ausführungen sollen nicht mehr wie ein Hinweis sein. Welche Teile der Mainzer Triade — wenn überhaupt — in das Burdigalium gehören, und wo die Grenze Burdigalium/Aquitanium verläuft, bedarf noch ausgedehnter weiterer Untersuchungen, sowohl an den Säugerfaunen, wie an den mikropaläontologischen Faunenelementen (z. B. planktische Foraminiferen — *Hastigerina* — in den untersten Hydrobien-Schichten (WIESNER in MICHELS & WIESNER 1968, S. 24), ferner Nannoplankton).

Was die Verhältnisse in der Trilogie agenaise betrifft, so sind die bereits von früheren Autoren, wie von HÜRZELER selbst (1945, S. 658—659) angedeuteten Ähnlichkeiten der Laugnac-Fauna mit manchen Elementen der Lokalfaunen des Burdigaliums, wie z. B. Estrepouy im zentralen Aquitaine-Becken, bemerkenswert. Auch das *Anchitherium* — die Gattung gilt als einer der für das Burdigalium typischen Einwanderer — aus dem calcaire gris de l'Agenais (HÜRZELER 1945, S. 657, 659) erscheint dadurch in einem anderen Licht und eher am Platze.

<sup>10)</sup> Der Charakter der im mittleren Teil der Trilogie agenaise neugefundenen Fauna von Moissac (BAUDELLOT & DE BONIS 1968, S. 160) wäre in diesem Zusammenhang von ganz besonderem Interesse.



Einem ähnlichen Problem — Zuordnung eines nicht-marinen Sedimentkomplexes zu einer auf einem marinen Typusprofil basierten Stufe — begegnet man bei der Diskussion der Altersstellung von Hochheim-Flörsheim. Die dortigen Landschneckenkalke wurden konventionell in das Chattium gestellt. Hierzu wäre es erforderlich — um den Begriff Chattium eindeutig anwenden zu können —, daß eine mit biostratigraphischen Methoden und Daten erarbeitete Beziehung zur Typus-Region bzw. zum Typus-Profil des Chattiums — in der Umgebung von Kassel gelegen — hergestellt wird. Dies ist m. W. in gesicherter Weise bisher noch nicht möglich gewesen. So hat z. B. der Kasseler Meeressand, der ja den Typus des Chattiums beinhaltet, bis heute noch keine synchronen Säugetierreste geliefert (TOBIEN 1966). Welche Möglichkeiten sonst noch für eine derartige Konnektierung existieren, braucht hier nicht erörtert zu werden. Es ist aber — beim gegenwärtigen Stand der Kenntnis — durchaus gegeben, die Landschneckenkalke und die nach KÜMMERLE (s. o. S. 17) mit ihnen gleichalten Cerithien-Schichten in das Untere Aquitanium zu setzen.

Will man — dies folgt generell aus obigen Betrachtungen — mit den traditionellen Etagen-Begriffen der Tertiär-Stratigraphie, wie z. B. Burdigalium, Aquitanium, Chattium, die auf marinen Faunen basiert sind, in nicht-marinen und/oder kontinentalen Bereichen und Faunen operieren, kann dies nur geschehen, wenn sich zu den Typus-Profilen bzw. Typus-Regionen dieser Stufen einigermaßen gesicherte stratigraphische Beziehungen herstellen lassen. Entsprechendes gilt für die umgekehrten Fälle. Solange dies auf die Dauer nicht möglich ist, dürfte es empfehlenswerter sein, für die jeweiligen Großfazies-Bereiche (nicht-marin bzw. kontinental, marin) eigene stratigraphische Begriffe und Nomenklaturen zu entwickeln und die traditionellen Stufenfolgen, deren Glieder ja vielfach aus heterogenen Faziesgebieten stammen (z. B. Tortonium — Sarmatium — Pannonium, oder Pontium — Astium — Villafranchium) entsprechend abzuändern und zu ergänzen: Ein Verfahren, das sich in der Tertiär-Stratigraphie immer mehr auszubreiten beginnt (z. B. THALER 1966, S. 180, CÍCHA, SENEŠ & TEJKAL 1967, S. 7—22).

## 6. Zusammenfassung

Lagomorpha (= hasenartige Nagetiere) aus der *Amphilagus*-, *Titanomys*- und *Piezodus-Prolagus*-Gruppe finden sich im Unter-Miozän des Mainzer Beckens in den Cerithien-, *Corbicula*- (= *inflata*), Hydrobien--Schichten (= „Mainzer Triade“) sowie in den Landschneckenmergeln der Umgebung von Frankfurt.

Die Evolutionsgeschwindigkeit der Gebisse ist hinreichend, um in den genannten stratigraphischen Einheiten biostratigraphisch verwertbare Zeitmarken hervorzubringen.

Der Vergleich mit anderen Lagomorpha führenden Lokalitäten in Deutschland und West-Europa ergibt für den durch die genannten Sedimentkomplexe repräsentierten Zeitbereich 5 evolutive Phasen, ableitbar aus den Taxa der genannten Lagomorpha-Gruppen.

Die Beziehungen der Mainzer Triade und der Landschneckenmergel zu den Lagomorpha und andere Säuger führenden Gliedern der Trilogie agenaise im westlichen Aquitaine-Becken (Lokalfaunen von Laugnac und Paulhiac) werden erörtert.

Über den brackisch-marinen, mittleren Teil der Trilogie agenaise besteht ferner die Möglichkeit in die Typus-Region des Aquitaniums und Burdigaliums der Umgebung von Bordeaux hinein zu korrelieren. Untersuchungen DROOGER's an Miogypsinen dieser Region ergeben neue Möglichkeiten für die Altersstellung der Trilogie agenaise und damit auch der Mainzer Triade und der Landschneckenmergel.

### Summary

Lagomorpha (hares and picas) of the *Amphilagus*-, *Titanomys*- and *Piezodus-Prolagus*-group occur in the lower Miocene, Cerithien-, *Corbicula*- (= *inflata*-), Hydrobien-Schichten (= „Mainz Triad“) of the Mainz basin and the Landschneckenmergel near Frankfurt/Main.

The evolutionary rates of the dentitions are sufficient to produce biostratigraphically useful time-markers for these stratigraphic units.

The comparison with other Lagomorpha bearing localities in Germany and Western Europe of the same age yields 5 evolutionary phases, recognizable at the taxa of the three lagomorphous groups.

The relations of the Mainz Triad and the Landschneckenmergel to the Lagomorpha and other mammals bearing members of the „Trilogie agenaise“ (with the local faunas of Laugnac and Paulhiac) in the Western Aquitaine basin are discussed.

By the middle, brackish-marine part of the Trilogie agenaise it is possible to correlate into the type area of the Aquitanian and Burdigalian around Bordeaux. DROOGER's work on miogypsinids of this region may deliver new aspects of the stratigraphic age of the Trilogie agenaise and of the Mainz Triad and the Landschneckenmergel likewise.

### Résumé

Lagomorpha (lièvres et picas) des groupes d'*Amphilagus*, de *Titanomys* et de *Piezodus-Prolagus* se trouvent dans le Miocène inférieur du Bassin de Mayence: Cerithien-, *Corbicula*- (= *inflata*-), Hydrobien-Schichten („Triade de Mayence“) et les Landschneckenmergel autour de Francfort sur le Main.

L'évolution des dentitions pendant la durée de ces unités stratigraphiques est suffisante, pour donner des espèces-repères utilisables pour des subdivisions biostratigraphiques.

La comparaison avec des autres localités du même âge en Allemagne et Europe occidentale, contenant des lagomorphes, résulte en 5 phases évolutives caractérisées par des taxa des groupes lagomorphines mentionnées.

Les relations de la Triade de Mayence et des Landschneckenmergel avec la Trilogie agenaise du bassin d'Aquitaine occidentale avec des lagomorphes et des autres mammifères, qu'elle contient (faunes de Laugnac et Paulhiac) sont discutées.

Concernant la partie moyenne, saumâtre-marine de la Trilogie agenaise, il est possible d'exécuter des corrélations avec la région-type de l'Aquitainien et du Burdigalien des environs de Bordeaux. Les miogypsinidées, étudiés récemment par DROOGER, donnent des possibilités nouvelles en vue de l'âge biostratigraphique de la Trilogie agenaise et de la Triade de Mayence et des Landschneckenmergel également.

## Schriftenverzeichnis

- BAUDELLOT, S. & BONIS, L. DE: Contribution à l'étude des Rongeurs de l'Aquitaniens moyen et supérieur de l'Agenais. — Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, **104**, S. 160—164, 1968.
- BECKER, L.: Über Vogel-Eier im Paludinen-Kalke von Weissenau bei Mainz. — N. Jb. Mineral. etc., Jg. 1849, S. 69—72, Stuttgart 1849.
- BÖTTGER, O.: Über die Fauna der Corbicula-Schichten im Mainzer Becken. — Palaeontographica, **24**, S. 185—219, Taf. 29, Marburg 1877.
- BONIS, L. DE: Remarques sur la position stratigraphique du „calcaire blanc de l'Agenais“ et du gisement de Mammifères fossiles de Paulhiac (Lot-et-Garonne). — C. R. sommaire séances Soc. Géol. France, fasc. 9, S. 316, 1968.
- CICHA, I., SENEŠ, J. & TEJKAL, J.: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. I.: M<sub>3</sub> (Karpatrien); Die Karpatische Stufe. — Slovenska Akadémia Vied, Geol. Ustav, 312 S. 57 Taf. Bratislava 1967.
- DROOGER, C. W.: Foraminifères Importants pour les Subdivisions et Limites du Miocène Inférieur-Moyen. — C. R. Congrès Soc. Sav., Sect. Sciences, Colloque sur le Miocène, S. 171—179, Paris 1958.
- Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des marinen Neogens an den Typlokalitäten. — Verh. Comité du Néogène Méditerranéen, S. 105—114, Wien 1960.
- Les transgressions du Miocène inférieur en Aquitaine. — Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Cursos y Conferencias, **9**, S. 51—59, Madrid 1964.
- EVERNDEN, J. F., SAVAGE, D. E., CURTIS, G. H. & JAMES, G. T.: Potassium-Argon Dates and the Cenozoic Mammalian Chronology of North America. — Amer. Journ. Sci. **262**, S. 145—198, 1964.
- FALKE, H.: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Sammlg. geol. Führer, **38**, VIII+156 S., Berlin-Nikolassee 1960.
- Das Aquitan im Ostplateau des nördlichen Rheinhessen. — Senck. leth., **46a** (Weiler-Festschr.), S. 61—84, Frankfurt a. M. 1965.
- HAUPT, O.: Andere Wirbeltiere des Neozoikums. — Oberrhein. Foss.-Kat., H. **9**, 103 S., Berlin 1935.
- HELLER, F.: *Diaceratherium flörsheimense* n. sp., ein neuer Rhinocerotide aus dem Mainzer Becken. — Senckenbergiana, **15**, S. 295—302, Frankfurt a. M. 1933.
- HÜRZELER, J.: Säugetierpalaeontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. — Ecl. geol. Helv., **38**, S. 655—661, Basel 1945.
- HUGUENEY, M.: Les Rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène Supérieur de Coderet-Bransat (Allier). — Thèse Fac. Sci. Univ. Lyon, **596**, 227 S., 5 Taf., Lyon 1969.
- KINKELIN, F.: Die Schleusenammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. — Ber. senckenberg. naturforsch. Ges., S. 219—257, Taf. 2—3, 1884.
- Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau, und des Südrabhanges des Taunus. — Abh. geol. Spec.-Kte. Preussen u. thür. St., **9**, S. 1—302, Berlin 1892.
- KOCH, C.: Erläuterungen zu Blatt Hochheim. — Geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. St., Lfg. **15**, Berlin 1880.
- KÜMMERLE E. & SEMMEL, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Nr. 5916 Hochheim a. Main. — 3. Aufl., 209 S., 2 Taf., Wiesbaden 1969.
- KUSS, S. E.: Ein Beitrag zur Korrelierung des südwestdeutschen Aquitans. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1963, 1, S. 11—18, Stuttgart 1963.
- LEPPLA, A. & STEUER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Bl. Wiesbaden-Kastel — Lief. **15**, 2. Aufl., 52 S., Berlin 1923.

- LEPSIUS, R.: Das Mainzer Becken. — Rhein. naturforsch. Ges. Mainz, (Festschr.) VIII+181 S., Darmstadt 1883.
- MICHELS, F. & WIESNER, E.: Ein Grenzprofil *inflata*-Hydrobienschichten im Dyckerhoffschen Steinbruch am Hambusch, südöstlich Wiesbaden. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **99**, S. 22—26, Wiesbaden 1968.
- SCHAUB, S.: Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. — Abh. Schweiz. palaeont. Ges., **45**, 110 S., 5 Taf., Genf 1925.
- SCHLOSSER, M., Die Nager des europäischen Tertiärs nebst Betrachtungen über die Organisation und die geschichtliche Entwicklung der Nager überhaupt. — Palaeontographica, **31**, 143 S., 8 Taf., Cassel 1884.
- Die Säugetierfauna von Peublanc (Allier). — Glasnik prirod. Društ., **38**, S. 372—394, Taf. 11—12, Zagreb 1926.
- SONNE, V.: Die Ablagerungen des Aquitans in der Umgebung von Mainz. — Senck. leth., **46a** (Weiler-Festschr.), S. 377—388, Frankfurt a. M. 1965.
- Das Mainzer Becken. — Führer zur Oligocän-Exkursion 1969, S. 84—113, Marburg 1969.
- THALER, L.: Les Rongeurs Fossiles du Bas-Languedoc dans leurs Rapports avec l'Histoire des Faunes et la Stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. d'Hist. Natur., Nouv. Sér., **17**, 295 S., 27 Taf., Paris 1966.
- THENIUS, E.: Tertiär. 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — Handb. stratigr. Geol. **3**, XI+328 S., 10 Taf., Stuttgart 1959.
- TOBIEN, H.: Über die pleistozänen und postpleistozänen Prolagusformen Korsikas und Sardinien. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., **34**, S. 253—344, 6 Abb., 1 Taf., Naumburg/Saale 1935.
- Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges., Mber. **105**, S. 588, Stuttgart 1953.
- Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt a. M. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, T. 3, S. 770, Stuttgart 1959.
- Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 7—19, Taf. 1—2, Wiesbaden 1960.
- Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 16—35, Wiesbaden 1963.
- Ein *Entelodon*-Molar (Artiodactyla, Mamm.) aus dem Alt-Tertiär von Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**, S. 9—18, Wiesbaden 1966.
- VIRET, J.: Les Faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — 327 S., 32 Taf., Lyon 1929.
- WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 376—397, Taf. 22, Wiesbaden 1959.
- WENZ, W.: Erläuterungen Blatt Rodheim. — Erl. geol. Spez.Kte. Hessen 1:25 000, 60 S., Darmstadt 1936.
- WIESNER, E.: Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. — Diss. Frankfurt/Main, 111 S., (Maschin.) Frankfurt/M. 1967.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 37-48	2 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	----------	--------	--------	-------------------

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

### 30. Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meeres

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden\*)

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

*Kurzfassung:* Nach dem bisherigen Wissensstand gehört rund die Hälfte der Hunsrückschiefer-Fossilarten den Echinodermen an. An diesem Ergebnis rund 100jähriger Hunsrückschiefer-Forschung können in Zukunft noch wesentliche Veränderungen stattfinden.

Die Echinodermenarten liefern für das Erkennen ehemaliger Wasserströmungen jeder Art gute Beispiele. Durch Bekanntgabe von möglichst vielen Einzelbeobachtungen und ökologischer Betrachtungen kann der Aussagewert gesteigert werden.

Ein Massenvorkommen von *Encrinaster roemeri* wird beschrieben und erläutert.

#### Inhalt

1. Einführende Bemerkungen . . . . .	38
2. Das Hunsrückschiefer-Sediment und die Einstufung der Hunsrückschiefer-Schichten . .	38
3. Die Rolle der Echinodermen im Hunsrückschiefer . . . . .	39
4. Die Echinodermen als Anzeiger der Umweltbedingungen im Hunsrückschiefer-Meer . .	41
5. Massenvorkommen von Ophiuren . . . . .	45
5.1. <i>Encrinaster roemeri</i> (SCHOENDORF) . . . . .	45
5.2. Bemerkungen zum Massenvorkommen von <i>Encrinaster roemeri</i> . . . . .	45
6. Zusammenfassung . . . . .	46
7. Schriftenverzeichnis . . . . .	47

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. F. Kutscher, Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

## 1. Einführende Bemerkungen

Das Hunsrückschiefer-Meer ist im Laufe seiner 100jährigen Erforschungsgeschichte bezüglich seiner Lebewelt und deren fossilen Überlieferung recht verschieden beurteilt worden. Nicht minder oft wechselten die Meinungen über das Lebensmilieu und auch die Tiefe dieses Meeres, angefangen von einem tieferen Meeresgebiet über tiefere, „stille“ Buchten zum normalen marinen Flachmeer und bis zu einem Wattengebiet, in dem es sogar zu gelegentlichen Trockenlegungen des Sedimentationsraumes gekommen sein kann. Alle diese Angaben, ob richtig oder falsch, lassen sich jedoch nicht verallgemeinern. Der Sedimentationsraum größeren, bis heute noch nicht hinreichend geklärten Umfangs und Schichtenmächtigkeiten von ca. 800 m lassen von vornherein erkennen, daß Lebensinhalt, Ablagerungsbedingungen und auch Meerestiefe öfter gewechselt haben müssen. Vom gesamten Profil kennen wir lediglich die fossilführenden Schichten des Hunsrückschiefer-Gesteins der Dachschieferbereiche auf dem Hunsrück, im Mittelrheingebiet und im Taunus, und auf sie sind alle Angaben oder Deutungen bezogen.

Mehr als bei jedem anderen Sediment sind bei der Charakterisierung des Hunsrückschiefer-Gesteins das Sediment selbst (Korngröße und Kornzusammensetzung, Schichtung), Wasserbewegung (Strömungsmarken, Gefließe), Wassertiefe und die überlieferte Lebewelt mit den Fossilisationsprozessen und Umweltbedingungen in Wechselbeziehung zu setzen. Erschwerend tritt hinzu, daß gewisse Beweisstücke im Sediment und die Fossilien durch die Diagenese und die Gesteinsmetamorphose überprägt worden sind.

Der ständige Wechsel der Anschauungen über das Geschehen im Hunsrückschiefer-Meer und die Sedimentationsgeschichte hat dazu geführt, daß darunter auch unrichtige oder mangelhaft durchdachte Postulate in der Forschungsgeschichte weiterleben. Dies soll kein Vorwurf gegen das an den Tag gelegte Mühen nach Wahrheit sein, wohl aber gegen einen Dilettantismus, wenn auf Grund weniger Sammlungsstücke, und ohne an Ort und Stelle gewesen zu sein, weitgehende Konsequenzen gezogen wurden. Dies muß ausgesprochen werden, denn auch heute noch wandern ungenügend beschriftete Belegstücke oder mangelhaft präparierte Fossilstücke in die Museen der Welt oder in die Hände von — im wissenschaftlichen Sinne — häufig gewissenlosen Andenkensammlern.

Es ist an der Zeit, die bisherigen Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse zu sichten, ähnlich wie es RUD. RICHTER (1931) und F. KUTSCHER (1931) in ihren klärenden Veröffentlichungen erstmals vor 40 Jahren getan haben. Hier soll ein Beitrag in diesem Sinne zu den Echinodermen vorgelegt werden.

## 2. Das Hunsrückschiefer-Sediment und die Einstufung der Hunsrückschiefer-Schichten

Der Hunsrückschiefer, dessen Bezeichnung GREBE 1880 nach dem DUMONT'schen Hunsrückien einführte, begann in dem Moment an Bedeutung zu gewinnen, als E. KAYSER (1880) im „Hunsrückschieferhorizont“ ein Herzynement sah, das im Gegensatz zum Taunusquarzit und dem Spiriferensandstein als eine tiefere Meeresbildung aufgefaßt wurde.

Zur gleichen Zeit publizierte noch C. KOCH, daß Taunusquarzit, Hunsrückschiefer und Unterkoblenzschiefer als getrennte Schichtglieder übereinander folgen. 1885 vertrat KAYSER die Ansicht, daß die Siegener Grauwacke etwa dem Taunusquarzit und dem Hunsrückschiefer gleichzusetzen sei, „welcher letztere in seiner typischen, wesentlich auf den Hunsrück und Taunus beschränkten Ausbildung als Dachschiefer mit einer cephalopodenreichen, Trilobiten, Crinoideen, Fische und Asterien führenden, aber fast ganz brachiopodenfreien Fauna doch nur ein lokales Faziesgebilde sein kann, ohne jedoch bestimmte Horizonte der Siegener Grauwacke mit Taunusquarzit und Hunsrückschiefer parallelisieren zu können.“

Bei der Eröffnung der „Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers“ (KUTSCHER 1962), die inzwischen 30 Veröffentlichungsnummern erreicht haben, ging ich unter Hintansetzung der stratigraphischen Stellung von einer Faziesdefinition des Hunsrückschiefers aus, an der ich zunächst festhalten möchte. Es soll dadurch erreicht werden, die Fazies Hunsrückschiefer zu „enträtseln“, um sie so mit den stratigraphischen Einheiten des Unterdevons vergleichbar zu machen. In diesen Rahmen soll auch die vorliegende Veröffentlichung gestellt werden.

### 3. Die Rolle der Echinodermen im Hunsrückschiefer

Unter den Fossilfunden aus dem Hunsrückschiefer stehen die Echinodermen seit jeher an erster Stelle. Es ist daher auch nicht verwunderlich, daß bei ökologischen Betrachtungen, bei der Beurteilung der Sedimententstehung und der Umwelt dieser Tierstamm immer wieder herangezogen wird. Sie standen seit dem Beginn der Erforschungsgeschichte der Hunsrückschiefer-Versteinerungen im Blickfeld des Geschehens. Schon die erste Faunenbeschreibung, von FERD. ROEMER (1862—1864) erarbeitet, befaßte sich damit (KUTSCHER 1969). Crinoideen und Asterozoen füllten als erste begehrte Fossilien aus diesem Gestein die Museen. Sie veranlaßten auch 1930 R. v. KOENIGSWALD zu der Aussage, daß  $\frac{9}{10}$  aller Bundenbacher Fossilfunde Seesterne und Seelilien seien. Er deduzierte, daß der überaus große Anteil, den diese Tiere zahlenmäßig an der Zusammensetzung der Bundenbacher Fauna zu haben scheinen, sekundärer Art und in ihrem rein physikalischen Verhalten gegen die verfrachtenden Meeresströmungen zu suchen sei.

Was ist dazu im Jahre 1970 zu sagen?

Gehen wir zunächst von der artmäßigen Zusammensetzung der Hunsrückschiefer-Fauna aus. Bisher sind rund 260—280 Tierarten beschrieben worden. Etwa die Hälfte dieser Arten entfällt auf die Echinodermen.

In der neuesten Darstellung von MOORE — *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part S* — ist der Echinodermen-Stamm in die 4 Unterstämme Homalozoa, Echinozoa, Crinozoa und Asterozoa unterteilt worden. Von den ihnen untergeordneten 20 Klassen sind 14 im Unterdevon vertreten, 10 von ihnen kommen mit mehr oder weniger großer Artenzahl im Hunsrückschiefer vor.

Mit den in den letzten 100 Jahren aufgestellten Arten ist keineswegs die Gesamtzahl aller vorkommenden erfaßt. Es ist anzunehmen, daß noch weitere gefunden und beschrieben werden. Einen heute vorliegenden Überblick gibt die folgende Aufzählung:

U.Stamm Homalozoa	
Klasse Stylophora	<i>Rhenocystis latipedunculata</i>
Klasse Homoiostelea	<i>Dehmicystis globulus</i>
U.Stamm Echinozoa	
Klasse Edrioasteroidea	<i>Pyrgocystis (Rhenopyrgus) coronaeformis</i> <i>Hemicystites (Rieversidiscus) planus</i>
Klasse Echinoidea	<i>Porechinus porosus</i> <i>Rhenechinus hopstätteri</i>
Klasse Holothuroidea	<i>Palaeocucumaria hunsrückiana</i>
U.Stamm Crinozoa	
Klasse Cystoidea	<i>Regulaecystis pleurocystoides</i> <i>Schizotremites [? Pentremitella] osoleae</i>
Klasse Blastoidea	<i>Pentremitidea medusa</i>
Klasse Crinoidea	ca. 60 Arten
U.Stamm Asterozoa	ca. 50 Arten

Die Crinoidea oder Seelilien sind die formenreichste und am höchsten differenzierte Klasse innerhalb des Stachelhäuter-Stammes. Aus der geologischen Vergangenheit sind rund 5000 Arten beschrieben worden, denen nur noch ca. 640 lebende Arten gegenüberstehen (A. H. MÜLLER 1963). Aus den Gesteinen der Dachschiefergruben sind allein bis heute rund 60 verschiedene Arten bestimmt worden. Eine gute Übersicht über diese Arten vermitteln die beiden Werke von W. E. SCHMIDT aus den Jahren 1934 und 1941. In der Folgezeit machten lediglich W. M. LEHMANN und H. DORECK-SIEVERTS noch Funde neuer Arten bekannt. Es ist jedoch zu erwarten, daß in Zukunft noch weitere neue Arten gefunden werden.

Die Crinoidea haben für die Paläontologie eine besondere Bedeutung. Zum großen Teil sind sie vor der Einbettung in ihre Einzelteile zerfallen (A. H. MÜLLER 1963). Das Hunsrückschiefer-Gestein hat jedoch eine überraschend große Anzahl von Individuen unversehrt überliefert. Daneben gibt es — wie in der sandigen Unterdevonfazies die Regel — aber auch viele zerfallene Stielteile und auch einzelne Stielglieder, die hauptsächlich durch Röntgenaufnahmen nachgewiesen wurden.

In der geologischen Vergangenheit sind fossile Vertreter der Asterozoa seltener als die der Crinoidea. Aus allen Formationen sind nur 500 Arten bekannt, wovon etwa 50 im Hunsrückschiefer vorkommen.

Die Asterozoa sind relativ neu bearbeitet durch W. M. LEHMANN und von ihm in einem gut ausgestatteten Werk (mit 55 Tafeln) veröffentlicht worden (1957).

Im Gegensatz zu den Crinoideen sind Individuen der See- und Schlangensterne weit häufiger und zumeist auch besser erhalten. Von einzelnen Arten sind mehrere 100 oder sogar 1000 Funde bisher nachgewiesen.



#### 4. Die Echinodermen als Anzeiger der Umweltbedingungen im Hunsrückschiefer-Meer

Als erster war es JAEKEL (1895), der sich über das Sediment, die Wassertiefe und die Wasserbewegung ausgesprochen hat, als er die Einbettung der Crinoideen erläuterte. Er nahm an, daß die Art der Einbettung der Individuen keinen Zweifel darüber ließe, daß dieselben an der Stelle in den Meeresschlamm niedersanken, an der sie wuchsen, daß sie also nicht durch die Strömung abgerissen wurden und erst nach längerer Zeit und in einiger Entfernung von ihrem ursprünglichen Standort zur Einbettung gelangten. Er führte als Argument an, daß die Schiefer keinen Wechsel im petrographischen Habitus der aufeinanderliegenden Schichten zeigen, sondern aus gleichartigem, feinem Schlammmaterial gebildet sind und so unzweifelhaft keine plötzliche Änderung in den ökologischen Verhältnissen des Standortes die Crinoideen zum Absterben gebracht hätte. Im Gegensatz zu den riffbewohnenden Formen bezeichnet JAEKEL die Hunsrückschiefer-Crinoideen als „durchweg dünn skelettiert, zierlich gegliedert, lose im Boden befestigt und streng pentamer gebaut“ als „Tiefentypus“. Manche Forscher leiteten daraus ab, daß das Hunsrückschiefer-Sediment in einer Tiefsee abgelagert worden war.

Rund 27 Jahre später greift HAARMANN (1922) in einer Crinoideenarbeit die Ansichten JAEKELS scharf an und lehnt sie ab. Dagegen zählt HAARMANN die Hunsrückschiefer-Sedimente zu denen des Schelfgürtels, bis etwa 200 m hinabreichend, wo Meeresströmungen, Gezeitenströme und Wellenschlag ihre Wirkung bis auf den Meeresboden, zumindest zeitweise, geltend gemacht haben und es ermöglichten, die Crinoideen zu verfrachten und an anderen Stellen des Meeresraumes einzubetten.

QUENTSTEDT (1927) verallgemeinerte dann, daß die Versteinerungen an den Schicksalen des Muttergesteins, in dem sie eingebettet sind, teilnehmen und sich dabei nicht anders verhalten wie jedes anorganische Gesteinskorn. Ihm war bei den Asterozoen des Hunsrückschiefers öfters aufgefallen, daß alle 5 Arme in derselben Richtung lagen. Diese Tiere haben geschwoit, weil die Arme leichter beweglich sind als der Körper der Tiere.

Zwei Jahre später war es dann KLÄHN (1929), der Bewegungsbilder der Echinodermen bei der Entstehung eines subaquatischen Sedimentgesteins abbildete. Er verlegte die Entstehung des Hunsrückschiefer-Gesteins in küstenferne Regionen, in welchen die an relativ ruhiges und verhältnismäßig tiefes Wasser angepaßten Crinoideen und Seesterne gedeihen können. Bei seinen Untersuchungen berücksichtigt er die Lage und versucht sie mit „einseitig“ und „mehrsseitig“ bewegtem Wasser in Verbindung zu bringen. Erstere soll auf Strömungen (Bodenströmungen), die andere auf Wellentätigkeit zurückgeführt werden.

Auch R. v. KOENIGSWALD (1930) erkannte an den Crinoideen und Asterozoen die mannigfachsten Beeinflussungen durch Strömungen, und zwar zumeist eingeregelt in der ehemaligen Strömungsrichtung. Er folgert allerdings, daß die Tiere plötzlich zugrunde gegangen sind, und zwar mit großer Wahrscheinlichkeit an einer Schwefelwasserstoff-Vergiftung, wobei Stürme durch Aufwühlen des Grundes (der Bundenbacher Schiefer ist ein Flachmeer-Sediment!) den Schwefelwasserstoff ins Bodenwasser gelangen ließen, der dann die Fauna zum Absterben brachte. R. v. KOENIGSWALD spricht von einer außerordentlich

starken Beeinflussung der Echinodermen durch Strömungen, die sich durch den raschen Wechsel der Richtung als einfache Bodenströmungen und ebenso als Einwirkung des Gezeitenwechsels zu erkennen geben.

Bei den Asterozoen unterscheidet er folgende Lagen (nach SEILACHER 1960, S. 89):

3-zinkige Gabellage:	3 Arme parallel, 2 Arme gegensinnig
4-zinkige Gabellage:	4 Arme parallel, nur 1 Arm gegensinnig
Schirmlage:	Alle Arme weisen in dieselbe Richtung
Quirlage:	Arme nicht parallel, sondern wie die Arme eines Spiralnebels eingebogen
Kippstellung:	Wie Schirmlage, aber auch Körperscheibe umgebogen
Wälzstellung:	Arme nach entgegengesetzten Seiten abgespreizt, mit der zusammengerollten Körperscheibe eine Walze bildend.

Der überaus große Anteil, den Seesterne und Seelilien zahlenmäßig an der Zusammensetzung der Bundenbacher Fauna haben, dürfte nach R. v. KOENIGSWALD sekundärer Art und in ihrem rein physikalischen Verhalten zur verfrachtenden Meeresströmung zu suchen sein. GÜRICH 1931, S. 231, vermutete im Hunsrückschiefer-Seeer ein gewaltsames Massensterben in regelmäßigem Wechsel mit Neubesiedlung eines Faulschlammes. Das Wasser sollte sauerstoffarm gewesen sein, obwohl die verschiedenen Echinodermen zeitweise darin leben konnten. Bei geringer Wasserbewegung wurde das faulschlammartige Tonsediment mit  $H_2S$  bis zu einem Wert angereichert, bei welchem ein Massensterben eintrat. Ihm folgte dann wieder die Ansiedlung einer neuen Tiergesellschaft.

Den geschilderten Vergiftungserscheinungen treten R. RICHTER (1931) und F. KUTSCHER (1931) entgegen. Sie führen den Nachweis, daß das Hunsrückschiefer-Sediment kein Faulschlamm gewesen ist, sondern eine Gytta, ein „schwarzer Schlammstein“ mit reichlichen Einlagerungen an feinsandigem Material. Das Sediment war keineswegs lebensfeindlich, sondern genau so mit Leben erfüllt, wie es bei den heutigen Wattenschlickern überall beobachtet werden kann. Dafür sprechen auch die zahlreichen Chondritenhorizonte, die man auch außerhalb der Dachschiefergruben in reichlicher Zahl feststellen kann.

In der Folgezeit wird immer wieder an die geschilderten Vorgänge erinnert und darauf Bezug genommen, so an JAEKEL, der für die Seelilien einen natürlichen Tod annahm, an HAARMANN, der mit einem Tod der Seelilien durch stärkere Wasserbewegungen operiert, an R. v. KOENIGSWALD, der die gesamte Fauna des Hunsrückschiefer-Seees durch periodische Vergiftungen zugrunde gehen sah und auch an die Vorstellungen von KLINGHARDT (1932), der fixierte Bewegungsmerkmale der lebenden und fossilen Schlangensterne beobachtete und beschrieben hat (1932).

Nach längerer Untersuchungspause beschäftigt sich dann SEILACHER (1960) mit den Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. Auch er führt die Echinodermen an erster Stelle an, um Angaben über Charakter, Richtung und Stärke der Strömungen zu gewinnen. Als spezifische Indizien nennt er neben sedimentologischen Indikationen die biostratinomische Einregelung an Tier- und Pflanzenresten, welche nach dem Tode ein Spiel der Strömung

geworden sind, und schließlich Strömungsreaktionen der lebenden Tiere, fossil erkennbar an der orientierten Anheftung sessiler Tiere oder an der rheotaktischen Ausrichtung von Lebensspuren.

Von den Strömungsanzeichen des Hunsrückschiefers ist die Einsteuerung der Seesterne am bekanntesten. Die Arme sind nicht radial ausgestreckt, sondern in bestimmter Weise abgelenkt, so wie sie R. v. KOENIGSWALD dargestellt und klassifiziert hat. Über die Ursache dieser Verformung sind jedoch recht verschiedene Ansichten geäußert worden, die SEILACHER unter den Begriffen „fixierte Schreitstellungen“ (dazu W. M. LEHMANN 1957, S. 18) und „mechanische (biostratinomische) Einregelung“ zusammenfaßt (1960, S. 89). Letzter hält er für die einzig plausible Erklärung, ähnlich wie sie HAARMANN (1922), W. QUENSTEDT (1927), KLÄHN (1929), v. KOENIGSWALD (1930), A. H. MÜLLER (1957, S. 61) vertreten haben. Über die Mechanik dieser Einregelung blieb die Meinung allerdings offen.

Die genannten Autoren nehmen an, daß die Körperscheibe am Boden lag und die Arme in der Strömung schwoiten. SEILACHER zeigt in der Abb. 1 auf S. 90, daß die gleiche Lage aber auch zustande käme, wenn umgekehrt die Körperscheibe im Strome treiben und die

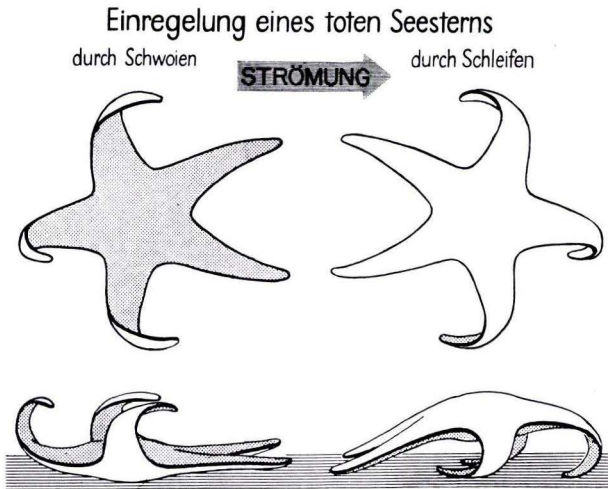


Abb. 1. Einregelung durch Schwoien und durch Schleifen.

Nach SEILACHER 1960, Abb. 1 auf S. 90 und Erklärungen auf S. 89—90.

Arme auf dem Grunde nachschleifen würden. Ich wiederhole hier die Beschreibung der SEILACHER'schen Abbildung, die beide Vorgänge schematisch gegenüberstellt: Beim Schwoien würden die Arme in Stromrichtung gekrümmt, nachschleifende Arme dagegen wären gegen den Strom abgelenkt und auf der Leeseite untergeschlagen (Abb. 1).

Ein beweisendes Beispiel für die letzte Auffassung bringt SEILACHER (1960) in seiner Abb. 2 auf S. 91 (Erklärung auf S. 90). Eine *Euzonosoma tischbeinianum* in Schirmmlage zeigt solche Schleifmarken der herabhängenden Armspitzen in Form geradliniger Furchen.

Der Strom kam im Bild von unten und nicht von oben, wie nach der ersten Auffassung zu erwarten wäre (Abb. 2).

Angesichts dieser Funde und Beobachtungen lehnt SEILACHER (1960, S. 90) die alte Auffassung einer schwoienden Einsteuerung der Hunsrück-Schiefer-Seesterne nicht ab zu Gunsten der Schleiftheorie; es bedarf beider Annahmen, um alle auftretenden Erscheinungen

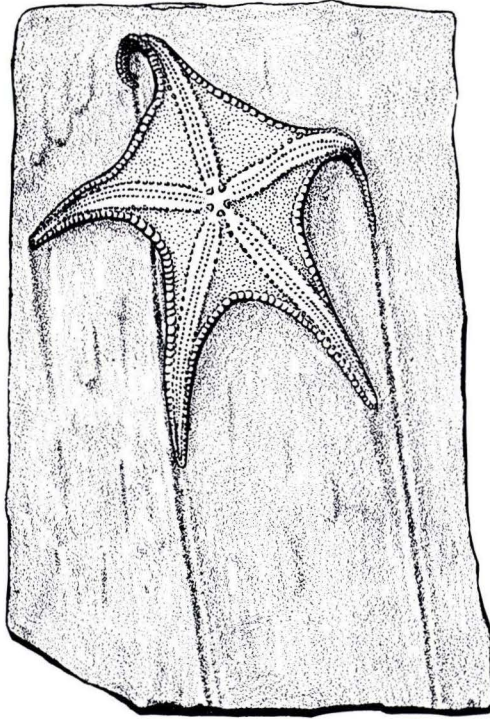


Abb. 2. *Euzonosoma tischbeinianum* in Schirmlage.

Nach SEILACHER 1960, S. 91, Abb. 2 und Erklärung auf S. 90.

befriedigend zu erklären. Die Einregelung kann nicht nur statisch betrachtet werden, nämlich so, als ob die Strömung einen Körper nur in eine stabile Lage drehen und ihn dann ruhig liegenlassen würde. In Wirklichkeit handelt es sich aber immer um einen Transport, auf dem die stabilen Lagen nur dadurch ausgezeichnet sind, daß der einzelne Körper in ihnen im Durchschnitt länger verweilt als in anderen Lagen.

Bei den Seelilien sind Einsteuerungen ebenfalls beobachtet worden: Stiele, Kelche und Arme sind bei den meisten Gruppenfunden einsinnig ausgerichtet. Auch hier haben HAARMANN (1922) und KLÄHN (1929, S. 196) auf sie verwiesen und durch Schwoien erklärt. Nach SEILACHER (1960, S. 92) wird bei einer treibenden Seelilie stets der schwere Stiel nachschleifen, so daß schwoiende und schleifende Einregelung hier keine unterschiedliche Orientierung zur Strömung bewirkt. Stets wird der Kelch in Stromrichtung weisen.

## 5. Massenvorkommen von Ophiuren

Aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Marburg entlieh ich eine Schieferplatte mit einem Massenvorkommen von Ophiuren, das auf der Tafel abgebildet ist. Leider ist die Fossilplatte nicht vollständig, es handelt sich dabei um ein Teilvorkommen einer größeren Platte, ebenso fehlt auch die Gegenplatte.

Die Bestimmung ergab, daß es sich bei allen Individuen um *Encrinaster roemeri* (SCHOENDORF) handelt. Ich danke Frau DORECK-SIEVERTS für die Bestimmung.

### 5.1. *Encrinaster roemeri* (SCHOENDORF)

1957 *Encrinaster roemeri* (SCHOENDORF) — W. M. LEHMANN, Die Asterozoen in den Dachschiefern, S. 29—31, Taf. 5, Fig. 1 u. 2, Abb. 5—8.

Hier Synonymenliste.

In seiner Asterozoen-Abhandlung beschreibt W. M. LEHMANN die Form recht eingehend; er stützt sich dabei auf eine Reihe z. T. hervorragend gut erhaltener Exemplare, die ausnahmslos sehr gute Röntgenaufnahmen geliefert haben. Auch ist die Art verhältnismäßig häufig.

W. M. LEHMANN (1957, S. 29) weist auf eine Platte mit über 20 Jugendexemplaren dieser Art aus der Sammlung des Bonner Institutes mit der Sammlungsnummer „Bundenbach 1887“ hin. Bereits 1939 (S. 14) erwähnt er diese Platte, die 1887 aus den STUERTZ'schen Sammlungen an das Bonner Institut gelangt ist. Er benutzte dieses Massenvorkommen von jugendlichen Formen für den Beweis, daß nicht nur ausgewachsene Individuen fossil erhalten sind.

Die hier abgebildete Fossilplatte des Marburger Institutes zeigt insgesamt 59 Individuen, die alle ausnahmslos zu *Encrinaster roemeri* gehören. Es handelt sich um Jugendformen, die wechselnde Größe haben und alle nicht die Hälfte der Größe eines ausgewachsenen Exemplars erreichen. Die Durchmesser wechseln zwischen 1,5 cm und 4 cm, während bei ausgewachsenen Exemplaren der Durchmesser etwa 8,5 cm beträgt. Die Fossilien sind unterschiedlich erhalten und nicht überall klar erkennbar, da Teilstücke auf der nicht vorhandenen Gegenplatte sein können. Von den 59 Ophiuren der Fossilplatte sind

- 5 Individuen = 8,4% gut erhaltene Exemplare,
- 31 Individuen = 52,6% ± gut erhaltene Exemplare mit fehlenden Teilen
- 23 Individuen = 39,0% unvollständige und manchmal auch mangelhaft erkennbare Exemplare.

### 5.2. Bemerkungen zum Massenvorkommen von *Encrinaster roemeri*

Entgegen der üblichen bank- und schichtweisen Überlieferung von Fossilien in der sandigen Fazies des rheinischen Unterdevons ist solche in den tonigen Hunsrückschiefer-Schichten recht selten. Dagegen gibt es gelegentlich Anhäufungen oder auch Massenhäufungen wie im vorliegenden Fall. Keineswegs ist das Massenvorkommen von *Encrinaster roemeri* aber eine artgebundene Eigenschaft.

Auffällig ist, daß es sich in beiden oben beschriebenen Fällen um Anhäufungen von Jungtieren handelt. Die Erhaltung läßt darauf schließen, daß die Tiere nicht am Lebensort gestorben und eingebettet sind, sondern an einem anderen Ort zusammengeschwemmt eingedeckt wurden.

Man kann an diesen Tatbestand eine Reihe von Fragen anhängen, so u. a.:

Warum ist nur eine Tierart überliefert?

Warum bestehen die Ophiurenanhäufungen nur aus Jugendexemplaren?

Warum ist keine bevorzugte Einregelung vorhanden?

Die Beantwortung dieser Fragen ist nicht einfach und kann auch nicht frei von spekulativen Momenten sein, da wir lediglich auf die Aussagen nur eines Fundstückes angewiesen sind, von dem wir weder Fundumstände noch Größe des Vorkommens, Schichtenverband und dergl. kennen.

Auf eine rezente Beobachtung im Wattenmeer, über die ich früher referiert habe, darf ich verweisen (KUTSCHER 1931, S. 206—207). Hier waren es abnorme, durch Wind verursachte Strömungsverhältnisse, die größere Mengen von lebenden Ophiuren auf einen vorübergehend trockenen Wattenstrand geworfen hatten. Seit langer Zeit wissen wir aus den Hunsrückschiefergruben, daß bestimmte Fossilien horizontweise häufig sind. Es genügt also zur Erklärung des Massenvorkommens von Jugendformen eine Transportsaigerung, ausgelöst durch eine einmalige und außergewöhnliche Strömung und Eindeckung in flachem und flachstem Wasser.

Um authentische und verallgemeinernde Aussagen über solche Einzelercheinungen und Besonderheiten machen zu können, muß Ziel der Hunsrückschiefer-Forschung sein, immer mehr solche Einzelobjekte zu untersuchen und zusammenzutragen. Hierbei kann neben der örtlichen Untersuchung die Durchleuchtung und die Röntgenaufnahme wertvolle Auskünfte geben.

## 6. Zusammenfassung

Ziel der vorgetragenen Untersuchung und Zusammenstellung war es, das Wissenswerte über das Auftreten der Echinodermen im Hunsrückschiefer-Meer und -Sediment vor Augen zu führen. Die zeitgebundene Schilderung läßt den Untersuchungsfortschritt klar erkennen, beweist uns aber auch, daß ein Abschluß keineswegs erreicht ist.

Als bemerkenswerteste Tatsache darf festgehalten werden, daß etwa die Hälfte aller in den Hunsrückschiefer-Gruben bisher gefundenen Arten dem Echinodermen-Stamm angehört. Nicht minder groß ist die Individuenzahl, wobei Crinoidenstiele und -stielglieder besonders hervortreten.

Nicht weniger interessant sind die durch die Echinodermen angezeigten Merkmale von Beeinflussung durch Strömungen, Wassertiefe und chemische Vorgänge. Die Ausdeutungsmöglichkeiten wurden besprochen und auf die zuletzt von SEILACHER aufgestellten Gesetzmäßigkeiten zurückgeführt.

Schließlich wurde ein Massenvorkommen von *Encrinaster roemeri* bekanntgemacht und besprochen. Auf einer unvollständigen Dachschieferplatte wurden 59 Individuen gezählt.

## 7. Schriftenverzeichnis

- HAARMANN, E.: Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1920, **41**, 1, S. 1—87, 7 Abb., 6 Taf., Berlin 1922.
- JAEKEL, O.: Beiträge zur Kenntnis paläozoischer Crinoiden Deutschlands. — Palaeont. Abh., N. F. **3**, S. 1—116, 29 Abb., 10 Taf., Jena 1895.
- KAYSER, E.: Hercynische und silurische Typen im rheinischen Unterdevon. — Z. deutsch. geol. Ges., **32**, S. 819—822, Berlin 1880.
- Untersuchungen im Regierungsbezirk Wiesbaden und auf dem Hunsrück. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1884, S. LII—LVI, Berlin 1885.
- KLÄHN, H.: Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne für die Erkennung von Wasserbewegung nach Richtung und Stärke. — Palaeobiologica, **2**, S. 287—302, Taf. 26—34, Wien u. Leipzig 1929.
- KLINGHARDT, F.: Beobachtungen an lebenden und fossilen Schlangen-Seesternen, Quallen und Rudisten. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 947—963, 7 Abb., Taf. 49—53, Berlin 1933.
- KÖNIGSWALD, R. VON: Die Fauna des Bundenbacher Schiefers in ihren Beziehungen zum Sediment. — Cbl. Mineral., Jg. 1930, B, S. 241—247, Stuttgart 1930.
- Die Arten der Einregelung im Sediment bei den Seesternen und Seelilien des unterdevonischen Bundenbacher Schiefers. — Senckenbergiana, **12**, S. 338—360, 19 Abb., Taf. 1—7, Frankfurt a. M. 1930.
- KÜTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177—232, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1931.
- Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 160—164, 2 Tab., Wiesbaden 1962.
- 23. Aus der Frühgeschichte der Untersuchung von Hunsrückschiefer-Fossilien. — Decheniana, **122**, S. 15—20, 1 Taf., Bonn 1969.
- LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf., Wiesbaden 1957.
- MOORE, R. C.: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part 5, Echinodermata I, **1**, S. I—XXIX, S 1 — S 296, Kansas 1967.
- Ebenda, **2**, S. I—II, S 297 — S 650, Kansas 1967.
- MÜLLER, A.: Lehrbuch der Paläontologie. 2, Invertebraten, 3, 698 S., 854 Abb., Jena 1963.
- QUENSTEDT, W.: Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. — N. Jb. Mineral., B, Festband J. F. POMPECKJ, S. 353—432, 58 Beil., Stuttgart 1927.
- RICHTER, R.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteines. — Senckenbergiana, **13**, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.
- ROEMER, C. F.: Neue Asteriden und Crinoiden aus devonischem Dachschiefer von Bundenbach bei Birkenfeld. — Palaeontogr., **9**, S. 143—152, Taf. 23—29, Cassel 1862—1864.
- SCHMIDT, W. E.: Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. — Abh. preuss. geol. L.-A., N. F. **163**, 149 S., 29 Abb., 34 Taf., Berlin 1934.
- Die Crinoideen des Rheinischen Devons. II. Teil: A. Nachtrag zu: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. B. Die Crinoideen des Unterdevons bis zur Cultrijugatus-Zone (mit Ausschluß des Hunsrückschiefers). — Abh. Reichst. Bodenforsch., N. F. **182**, 253 S., 62 Abb., 26 Taf., Berlin 1941.
- SEILACHER, A.: Fossilien als Strömungsanzeiger. — Aus der Heimat, **67**, S. 170—177, 8 Abb., Taf. 37, Oehringen 1959.
- Strömungszeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 88—106, 13 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1960.

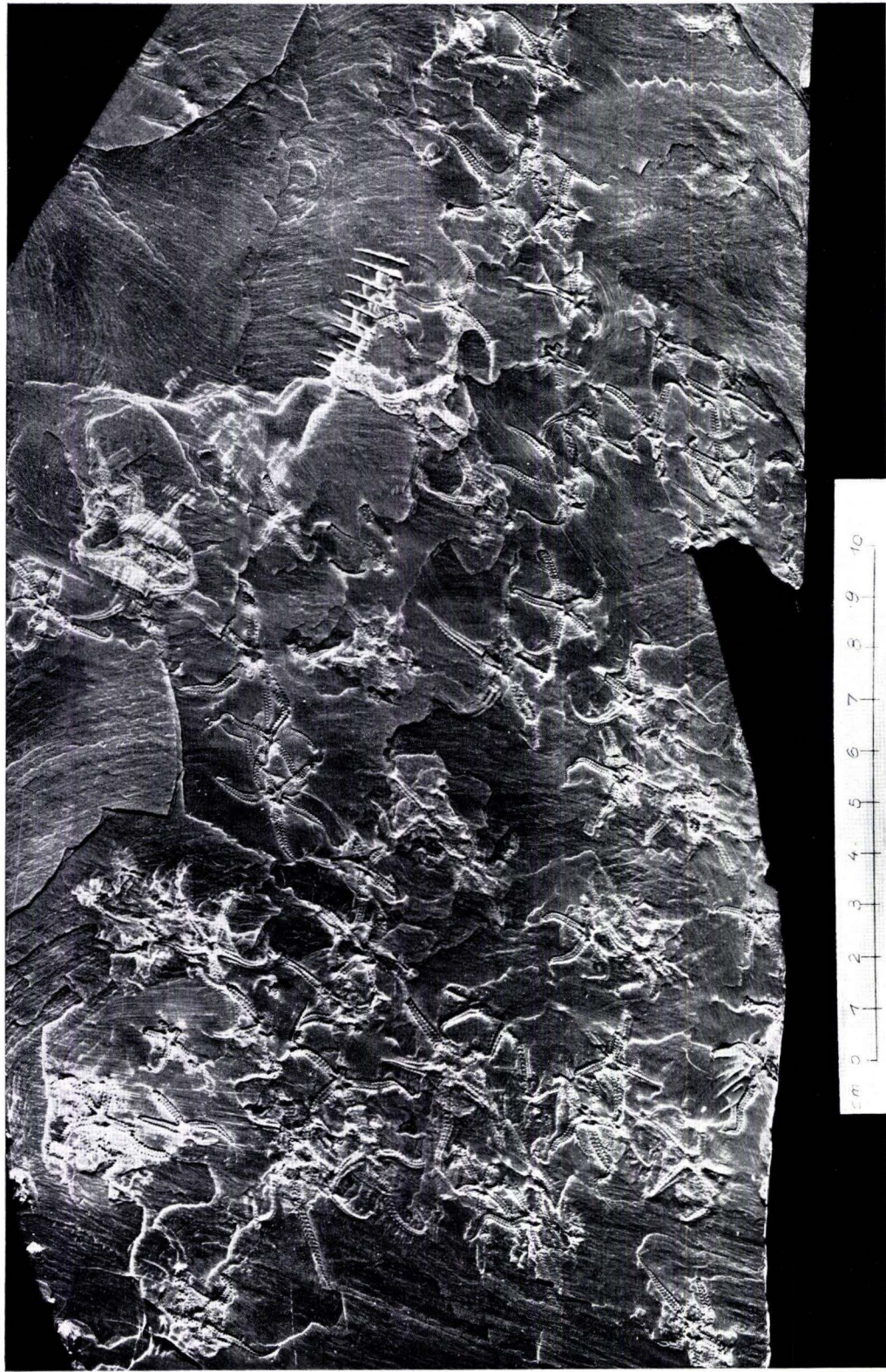
**Tafelerklärung**

## T a f e l 1

*Encrinaster roemeri* (SCHOENDORF)

59 Individuen; Jugendformen, die nicht alle die Hälfte der Größe ausgewachsener Tiere erreichen. Die Platte befindet sich in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Marburg.





Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 56, 1970

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 49-55	4 Abb.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	----------	--------	-------------------

## Methodik und Ausdeutung von Einsteuerungsmessungen

Von

KARLHEINZ ROTHAUSEN, Mainz \*)

Mit 4 Abbildungen

*Summary:* It should be demonstrated that it is necessary to make measurements of oblonged objects in sediments in every case before one can see whether they have a statistic orientation or not.

The fact that orientation diagrams show double-pointed maxima is declared by the nature of flowing water. The mean direction of the current then is situated in the intermediate minimum within the maximum.

### Einführung

Die einfache Methode der Einsteuerungsmessung ist für weite Bereiche geologischer Forschung von großer Bedeutung. BAUSCH VAN BERTSBERGH (1940) zeigt z. B., wie selbst großräumige Sedimentationströge detaillierter in ihrer paläogeografischen Konfiguration erfaßt werden können, wenn dieses Hilfsmittel herangezogen wird.

Viele Geologen glauben, daß eine Einsteuerung ohne weiteres mit dem Auge — sozusagen „integrierend“ — erkennbar sei. Gerölle in Konglomeraten, gröbere Gesteinspartikel in Psammiten und Peliten, tierische Fossilien, Pflanzenhäcksel erweisen sich aber oft als deutlich eingesteuert, obwohl der Augenschein dagegen spricht<sup>1)</sup>. Die dadurch bedingte psychologische Schranke verhindert vielfach jeden Versuch einer Auswertung gegebener Dokumentation. So werden Möglichkeiten zur Vervollständigung eines paläogeografischen Bildes, zur Erkennung von Schüttungsrichtungen, Strömungen, Aus- und Einflüssen von Becken nicht genutzt. Der Einwand man könne durch eine unbewußt gesteuerte Auswahl der Meßobjekte etwas in eine Meßreihe scheinbar nicht eingesteuerter Körper hineininterpretieren, ist zunächst teilweise berechtigt, aber dann trifft dieser Einwand noch stärker auf solche Meßreihen zu, bei denen schon nach dem Augenschein, sozusagen a priori die Existenz einer Einsteuerung als gegeben angesehen wird. Eine objektive Meßmethode ist deshalb für jede Beurteilung unerlässlich.

<sup>1)</sup> Es wird hier abgesehen von den ähnlich bedeutungsvollen Möglichkeiten, wie sie Kreuzschichtung, Strömungsrippelmarken, Driftspuren, Erosionskanten, Fließwülste etc. bieten. Solche Elemente werden häufiger beachtet, weil ihre Richtungsbeständigkeit meist offensichtlicher ist.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. Rothausen, 65 Mainz, Paläontologisches Institut der Universität, Postfach 3980.

## Methode

Die Methodik der Einsteuerungsmessung ist ähnlich der in der Kleintektonik gebräuchlichen. Normalerweise erfahren nur deutlich gestreckte oder polare Objekte, seien sie organischer oder anorganischer Natur, eine Einsteuerung. Allerdings gibt es Ausnahmen, wie bei der geankerten Einsteuerung = Schwoien von Objekten mit Ankerwirkung<sup>2)</sup>. Gestreckte Körper im Sediment lassen sich mit dem Geologenkompaß in ihrer Längsrichtung ähnlich wie Klüfte relativ zur N-Richtung einmessen. Bei bipolaren Elementen wie Pflanzenhäckseln oder länglichen Geröllen, reicht eine Meßwertangabe im Bereich  $0^{\circ}$ — $180^{\circ}$  aus. Gerölle können allerdings eine Polarisierung durch dachziegelartige Einlagerung in den Gesteinskörper erfahren haben (s. u.). Dann ist eine Meßwertangabe von  $0^{\circ}$ — $360^{\circ}$  erforderlich, weil die Dokumentation eine zusätzliche Information beinhaltet.

Der Geologenkompaß sollte bei Geröllen von unregelmäßiger Gestalt, aber mit deutlicher Längserstreckung, so angelegt werden, daß die wirkliche Längsachse möglichst getroffen wird. Wenn auch das einzelne Geröll nicht exakt mit dieser Längsachse den Strömungsfäden folgend zur Ablagerung kam, so ergibt sich doch im statistischen Durchschnitt ein Beleg für den Verlauf der ehemaligen Strömung.

Wodurch wird aber der oben erhobene Einwand entkräftet und die Methode von subjektiven Einflüssen frei?

Auf einer gegebenen Schichtfläche mit eingesteuerten Objekten wird ein bestimmtes Areal abgegrenzt, und innerhalb dieses Areals bestimmt keine Auswahl die Meßobjekte, sondern es werden alle Körper eingemessen, deren Länge ihre Breite wenigstens um 2:1 übertrifft. Damit kein Meßwert doppelt in die Meßreihe eingeht, wird jedes eingemessene Objekt nach der Messung je nach Gegebenheit gekennzeichnet, entfernt oder zerstört. Die Mindestzahl für solche Messungen einer Meßreihe sollte möglichst hundert nicht unterschreiten, und wegen der besseren Vergleichbarkeit der Reihen untereinander sollte es immer die gleiche Zahl (z. B. 100) sein. Wenn keine ausreichende Anzahl von meßbaren Objekten vorliegt, können Meßreihen mit 50 Messungen schon einen Anhalt geben, sollten aber solitär nicht zu endgültigen Schlußfolgerungen führen. Die prozentuale Vergrößerung eines in eine Meßreihe eingehenden Fehlers ist nämlich mit abnehmender Zahl der Meßobjekte beträchtlich. Bei einer deutlichen Einregelung in einem Beispiel (Abb. 1) mit 100

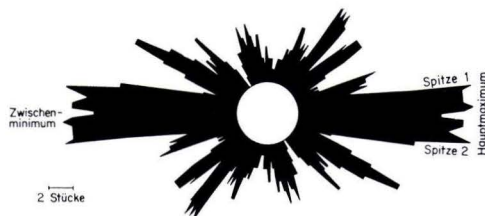


Abb. 1. Einsteuerung von Pflanzenhäckseln im limnischen Bereich, Höwenegg/Hegau, Pontium, Pliozän. 100 Objekte, Hauptmaximum 36 Objekte, Zweispitzigkeit des Hauptmaximums.

<sup>2)</sup> Aktive Einstellung lebender Organismen zur Strömung, Rheotaxis, die ebenfalls fossil überliefert werden kann (SEILACHER 1954, S. 112, Abb. 5a; 1960, S. 104, 105) bedarf fallweise einer speziellen Untersuchung hinsichtlich der Orientierung der betreffenden Spezies zum Strömungsverlauf.

eingemessenen Stücken wird das Hauptmaximum durch 36 Objekte gebildet, d. h. 36 % der Meßwerte. Wenn sich das gleiche Ergebnis mit 50 bzw. 30 gemessenen Stücken ergeben hätte, würden nur 18 bzw. 11 Objekte die 36 % des Hauptmaximums ausmachen. Zwei eventuelle Fehler im Bereich des Hauptmaximums — sei es, daß ein Häckselstück zerbrochen ist und mit seinen Bruchstücken eingeht, oder daß die Längsachse eines unregelmäßigen Gerölls falsch gesehen wird — machen bei 100 Messungen nur 2 % der Gesamtmessungen und 5,56 % der Messungen im Bereich des Hauptmaximums aus. Bei 50 bzw. 30 Messungen sind es aber 4 % bzw. 6,67 % der Gesamtmessungen und schon 11,11 % bzw. 18,25 % der Meßwerte im Hauptmaximum. Fehler verdoppeln sich also prozentual bei halber Meßobjektzahl, und außerdem ist bei zu geringen Zahlen — selbst bei diesem einfachen Sachverhalt — überhaupt infrage gestellt, daß die statistische Verteilung erfaßt wird.

Bei Schichtneigungen bis etwa 30/35° ist die geringe Abweichung von der ursprünglichen Einsteuerungsrichtung auf der nichtgeneigten Schichtfläche zu vernachlässigen, denn auch Meßungenauigkeiten in der Größenordnung von 1—2° werden unvermeidbar sein. Bei größeren Einfallwinkeln könnte man jeden Wert einzeln mit Hilfe der in der Tektonik üblichen Verfahren reduzieren. Einfacher ist es aber dann, auf der Schichtfläche die N-Richtung (möglichst schon unter Korrektur der Mißweisung) einzutragen und die Messungen dann relativ dazu mit Hilfe eines Winkelmessers durchzuführen. Dann braucht man mit der N-Richtung nur die gesamte Schichtfläche zu reduzieren.

Bei stärkeren Deformationen müssen allerdings nach BAUSCH VAN BERTSBERGH (1940, S. 341—342) zusätzlich Korrekturen der Verzerrung vorgenommen werden, wie sie sich z. B. aus der Deformation von Fossilresten ablesen läßt.

Die Meßwerte werden im Gelände listenmäßig eingetragen und nach eventueller Reduktion als Richtungsrose in die Polarprojektion abgetragen. Einem Breitenkreis entspricht dabei eine bestimmte, jeweils in Abhängigkeit von der Gesamtzahl der Messungen festzulegende Zahl von Elementen.

## Ausdeutung

Deutliche Einsteuerung (Abb. 1, 3, 4) zeigt meist an, daß eine merkliche Strömung im Ablagerungsraum vorlag<sup>3)</sup>. Die Intensität dieser Strömung findet aber nicht nur in der mehr oder minder deutlichen Einsteuerung ihren Niederschlag, sondern die Größe der eingesteuerten Objekte geht ebenfalls ein. Bei den kleinsten Versuchsobjekten TRUSHEIM's, nicht allzu kleinen Turmschnecken, deren Gehäuse deutlich höher war als der Durchmesser (TRUSHEIM 1931, S. 128, 129) waren wenigstens Strömungsgeschwindigkeiten von 15—20 cm/sek. nötig, um eine gute eigengesetzlich gehemmte Einsteuerung zu erreichen. Für noch kleinere Schnecken oder kleine Pflanzenhäcksel dürften geringere Werte ausreichen.

<sup>3)</sup> Unmittelbare Ufernähe (MÜLLER 1963, S. 57) oder Rippelmarktäler (SEILACHER 1960, S. 95, Abb. 7; MÜLLER 1963, S. 57) können z. B. durch Wellenschlag bzw. den morphologischen Einfluß eine vom Strömungsverlauf unabhängige Einsteuerung verursachen.

Bei wenig ausgeprägten Maxima der Einsteuerungsrosen ist selbst bei erkennbarer Hauptrichtung Vorsicht geboten. Liegen solche weniger deutlichen Ergebnisse aber aus einem Bereich vor, der ähnliche oder gar gleiche Richtungen, wie sie sich dort anbieten, in der nächsten Umgebung oder in unmittelbar darüber oder darunter befindlichen Schichten eindeutig geliefert hat, so gewinnt auch ein solches Ergebnis Gewicht.

Für bipolar gestreckte, walzenförmige Körper verursachen Unebenheiten des Bodens, beziehungsweise das Anstoßen an andere Körper, den Gesetzmäßigkeiten der geankert gehemmten Einsteuerung gemäß (MÜLLER 1951, S. 99; 1963, S. 57), ein Einschwoien in die Richtung der Strömung. Völlig glatt gerundete Walzen dieser Art würden dagegen bei glattem Grund und ohne Anstoßen der gehemmten eigengesetzlichen Einsteuerung folgen (MÜLLER 1951, S. 99; 1963, S. 57), vor der Strömung rollen und schließlich so quer zu ihr eingelagert. Da dieser Idealfall nur vereinzelt für natürliche Körper zutrifft, ergibt sich nur eine leichte Betonung der Richtung quer zum Strömungsverlauf<sup>3)</sup>.

Unipolare Objekte, wie die erwähnten Turmschnecken, können auch die Polarität einer Strömung überliefern. Wie die Experimente von TRUSHEIM zeigen, richtet sich bei normalgestalteten Turmschnecken der Apex unter bestimmten Bedingungen (TRUSHEIM 1931, S. 130, 131) gegen die Strömung, weil nach der eigengesetzlich gehemmten Einsteuerung (TRUSHEIM 1931, S. 130; MÜLLER 1951, S. 95, Tab. 16; 1963, S. 53) der dem Boden eines Gewässers aufliegende Kegel unter dem Einfluß der Strömung rollt und der Basisteil wegen seines größeren Durchmessers einen größeren Weg zurücklegt.

Nach den Experimenten kann eine solche polare Einsteuerung aber vieldeutig sein, da zwei Bedingungen eine gegensätzliche Einsteuerung bewirken können, nämlich das Vorhandensein von Resten des Weichkörpers, beziehungsweise von Sediment im Basalteil, die ihn zum Schwereanker werden lassen oder aber Luft im Apikalteil, die diesem Teil Auftrieb gibt. Beide Fälle bewirken, daß das Gehäuse schräg im Raum stehend um den Basalteil der Strömung folgend mit dem Apex in deren Richtung einschwoit.

Gegabelte Häckselstücke, vor allem dichotom verzweigte symmetrische Stücke zeigen ebenfalls die Polarität einer Strömung an (ROTHAUSEN 1955, S. 71, Anlagen 4 I, II). Solche Gabeln bieten der Strömung solange einen Hebel, bis sie mit der Gabelwurzel gegen die Strömung gerichtet sind und ihr so den geringsten Widerstand bieten. Schließlich ist die dachziegelartige Lagerung bei Geröllen und Muscheln als Strömungs-Polarität anzeigendes Merkmal allgemein für fluviatile Ablagerungen bekannt, läßt sich aber auch im marinen Bereich finden, wie HÄNTZSCHEL (1939, S. 414) aus rezenten Beobachtungen erkannt hat.

Allen polaren Objekten sind nach SEILACHER (1960, S. 96—98) zwei verschieden stabile Lagen parallel zum Strömungsverlauf zueigen, die stabilere ergibt ein polares Hauptmaximum, da sie am häufigsten fixiert ist. Werden solche polaren Objekte in Ausnahmefällen vorwiegend senkrecht zum Strömungsverlauf eingesteuert (Fußnote 3), so ergeben sich nach SEILACHER (1960, S. 94, 95) gleichseitige Hauptmaxima weil die Stabilität der beiden möglichen Orientierungen gleichwertig ist. Damit ist ein Kriterium für die statistische Erfassbarkeit der Quereinsteuerung gegeben.

In den meisten Fällen, in denen Einsteuerungsmessungen in der oben beschriebenen Form durchgeführt worden sind, zeigte sich bei den Einregelungsrosen, daß die *Haupt-*

*maxima zweispitzig* erscheinen (Abb. 1, 3, 4). Auch die exakt  $90^\circ$  abgewinkelte Richtung, die innerhalb des Minimums bevorzugt erscheint, zeigt sich meist  $\pm$  deutlich erkennbar zweispitzig. Als Erklärung bietet sich an, daß dem sinusförmigen Verlauf der Strömungsfäden laminarer Strömungen entsprechend, die endgültige Einsteuerung der Objekte von diesem Pendeln der Wasserteilchen bestimmt wird. Die Masse der Körper liegt demnach mit den Längsachsen den Flanken der Sinuskurven parallel, nur relativ wenige Teilchen folgen dem Richtungssinn an den Scheiteln und damit der eigentlichen Hauptrichtung des Strömungsverlaufs (Abb. 2). Demnach würde diese *Haupttrichtung der Strömung gerade in der Depression zwischen den Spitzen des Maximums* zu vermuten sein.

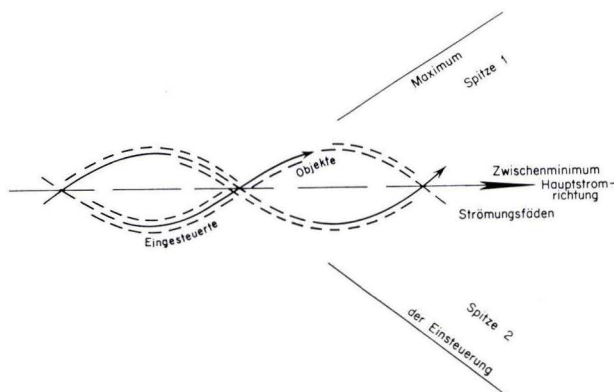


Abb. 2. Einsteuerung gestreckter Objekte längs der Strömungsfäden als Deutung der häufigen Zweispitzigkeit der Maxima von Einsteuerungsrosen. Hauptströmrichtung im Zwischenminimum des Hauptmaximums.

## Beispiele

Im marinen Sedimentationsbereich wurden Messungen an Pflanzenhäckseln in feinklastischen Sedimenten und an Geröllen eines Konglomerats durchgeführt. Diese Messungen im oberen Mitteldevon des Velberter Sattels zeigen, daß vor allem dann schwer eine Voraussage über eine Einsteuerung möglich ist, wenn die Gerölle, wie in Konglomeraten häufig, sehr dicht und fast ohne Matrix gelagert sind und wenn überdies keine Schichtfläche freiliegt. Die statistische Ausrichtung ist dann für das Auge weitestgehend verwischt. Trotzdem ergeben sich bei diesen Meßreihen eindeutig ausgeprägte Einsteuerungsmaxima, wie sie z. T. veröffentlicht (ROTHAUSEN 1958, Abb. 2, 4, 6, 9), paläogeografisch ausgewertet und hier in einem weiteren Beispiel (ROTHAUSEN 1955, Anlage 4 II) ausgewiesen sind (Abb. 3). Die erwähnte Zweispitzigkeit der Maxima ist dabei — ohne gesetzmäßig zu sein — deutlich für den marinen Bereich belegt.

Im limnischen Bereich wurden Messungen an Pflanzenhäckseln, Turmschnecken und Wirbeltieren<sup>4)</sup>, vor allem der mergeligen Lagen der pontischen Fundstelle Höwenegg/Hegau

<sup>4)</sup> Die Messungen an Wirbeltieren nahmen größtenteils Herr Prof. Dr. H. TOBIEN, Mainz, und Herr Museumsdirektor Dr. E. JÖRG, Karlsruhe, vor.

durchgeführt. In diesem sehr begrenzten ehemaligen Seebecken zeigten sich zahlreiche Schichtflächen dicht mit Pflanzenhäcksel belegt. Eingehende Betrachtung durch mehrere fachkundige Beobachter führte nicht zum Erkennen einer Einsteuerung. Erst die Analyse nach der angeführten Methode erbrachte fast immer deutliche, vielfach sogar ausgeprägte Einsteuer-



Abb. 3. Einsteuerung von Pflanzenhäckseln im marinen Bereich, Elberfeld, Bruch an der Ronsdorfer Straße, Unt. Honseler Schichten, M. Devon, 100 Objekte.

Abb. 4. Einsteuerung von Pflanzenhäckseln im limnischen Bereich, Höwenegg/Hegau, Pontium, Pliozän, 100 Objekte.

rungsmaxima. Einige Schichtflächen zeigten zwar nur schwache Einsteuerung der darauf befindlichen Elemente, aber diese Ausrichtung wurde durch die übrigen Ergebnisse so gestützt, daß auch sie bei aller Vorsicht mitverwendet werden können. Da der Fundpunkt Höwenegg zur Zeit am Paläontologischen Institut Mainz und am Naturkundlichen Museum Karlsruhe monografisch bearbeitet wird, werden diese Ergebnisse im Einzelnen an anderer Stelle veröffentlicht. Hier sollte nur an einem weiteren Beispiel grundsätzlich gezeigt werden (Abb. 4), wie eindeutig solche Einsteuerung sein kann, ohne daß das menschliche Auge in der Lage ist, das ausreichend zu erfassen.

Auch die Zweispitzigkeit des Maximums sowie die der senkrecht dazu stehenden Richtung ist wie im marinen Bereich festzustellen. Damit zeigt sich an, daß diese Erscheinung, wie oben gedeutet, durch eine grundsätzliche Eigenschaft strömenden Wassers bedingt ist.

### Zusammenfassung

Meßreihen in marinem Paläozoikum und in limnischem Känozoikum belegen, daß das menschliche Auge nicht in der Lage ist, in jedem Fall eindeutige, ausgeprägte Einsteuerung gestreckter Einlagerungen in Sedimenten zu erfassen. Dadurch bedingt wird die wichtige Untersuchungsmethode der Einsteuerungsmessung vielfach nicht in Anwendung gebracht, obwohl entsprechende Dokumentation vorliegt. Die kritische Anwendung der Methode, die in jedem Fall notwendig ist, wird deshalb kurz beschrieben und an Beispielen belegt, die zunächst keine Einregelung erkennen ließen.

Die fast regelmäßige Zweispitzigkeit der Maxima und der Richtung senkrecht dazu wird aus dem sinusförmigen Verlauf der Stromfäden laminärer Strömungen abgeleitet. Daraus ergibt sich, daß die Hauptstromrichtung in dem Einschnitt zwischen den Hauptspitzen des Maximums verlaufen müßte.

## Schriftenverzeichnis

- BRAUSCH VAN BERTSBERGH, J. W.: Richtungen der Sedimentation in der Rheinischen Geosynklinale. — Geol. Rdsch., **31**, S. 328—364, Stuttgart 1940.
- HÄNTZSCHEL, W.: Schlick-Gerölle und Muschel-Klappen als Strömungs-Marken im Wattenmeer. — Natur u. Volk, **69**, S. 412—417, Frankfurt a. M. 1939.
- MÜLLER, A. H.: Grundlagen der Biostratonomie. — Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math., Naturwiss., **1950**, **3**, 147 S., Berlin 1951.
- Lehrbuch der Paläontologie **1**, Allgemeine Grundlagen, 2. Aufl., 387 S., Jena 1963.
- ROTHAUSEN, K.: Die stratigraphische und paläogeographische Stellung der Mitteldevonkonglomerate des Schwarzbachtales (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb., **75**, S. 47—78 Hannover 1958.
- dto., Ms., 94 S., 8 Anlagen, Dissertation, Köln 1955.
- SEILACHER, A.: Studien zur Paläozoologie II., Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). — N. Jb. Geol. Pal., Abh., **98**, S. 87—124, Stuttgart 1954.
- Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 88—106, Wiesbaden 1960.
- TRUSHEIM, F.: Versuche über Transport und Ablagerung von Mollusken. — Senckenbergiana, **13**, S. 124—139, Frankfurt a. M. 1931.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 56-64	6 Abb.	3 Taf.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	----------	--------	--------	-------------------

## Bemerkenswerte Pflanzenfossilien aus dem Oberkarbon des Ruhrgebietes (Westfal B) und des Piesberges (Westfal D)

Von

KARL-HEINZ JOSTEN, Krefeld \*)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln

### Einleitung

Nachstehend werden drei Pflanzen beschrieben, die zu den Seltenheiten der Karbonflora gehören. Zwei davon sind bisher aus Norddeutschland nicht bekannt geworden. Die Funde ergänzen somit das Bild von der geographischen Verbreitung dieser Fossilien.

Der stratigraphische Wert der Pflanzen ist wegen ihres seltenen Vorkommens gering. Sie sind jedoch paläobotanisch zur Vervollständigung unserer Kenntnisse über die Flora der Vorzeit von Interesse, insbesondere bei phylogenetischen Studien der farnlaubigen Gewächse.

### *Palmatopteris sturi* GOTHAN

(Abb. 1 u. 2; Taf. 1 Fig. 1 u. 2, Taf. 2)

Bei geologischen Untersuchungen im Grubenfeld der Schachanlage Franz Haniel bei Bottrop sind auf der 3. Sohle, 1. westlicher Abteilungs-Querschlag nach Norden, zwei Abdrücke von *Palmatopteris sturi* GOTHAN gefunden worden. Sie wurden aus dem Hangenden des Flözes S 3 (Untere Horster Schichten, Oberes Westfal B) geborgen.

Die Pflanze wurde von GOTHAN (1913) in seiner Oberschlesischen Steinkohlenflora aus der Muldengruppe beschrieben. Aus dem Karbon des Ruhrgebietes gibt GOTHAN (1931) einige wenige Stücke an; aus dem Aachener Revier ist sie m. W. bislang nicht bekannt geworden. KIDSTON (1923) beschreibt sie aus den Westfal-Schichten von Großbritannien, auch dort ist sie nur sehr selten vertreten.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. K.-H. Josten, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 415 Krefeld, De-Greiff-Straße 195.

Die vorliegenden Pflanzen sind etwa  $7 \times 9$  cm bzw.  $3 \times 4$  cm groß; in dem milden Schieferthon haben sich die Blätter gut erhalten und lassen Einzelheiten der Aderung deutlich erkennen.

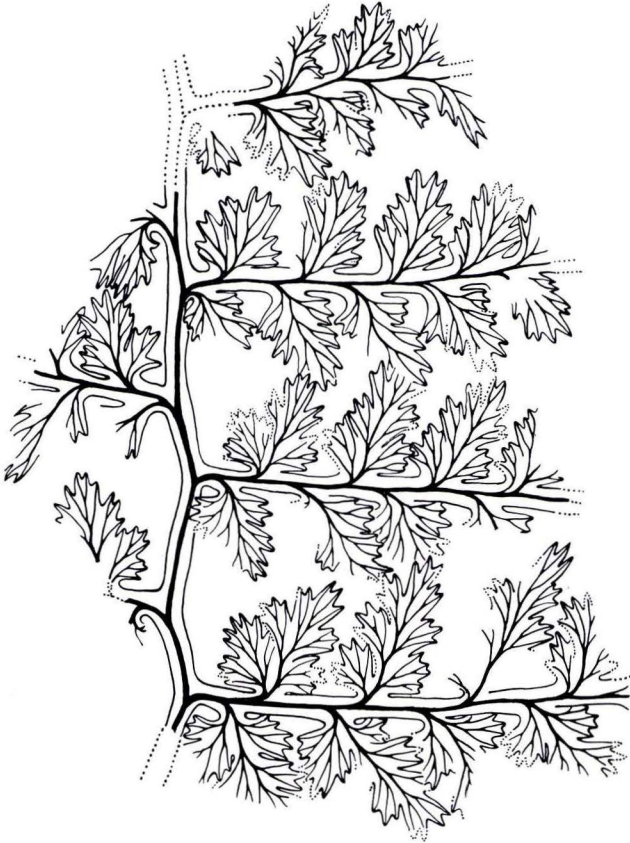


Abb. 1. *Palmatopteris sturi* GOTHAN. Schachtanlage Franz Haniel, 3. Sohle, 1. westlicher Abteilungsquerschlag nach Norden. Westfal B, Untere Horster Schichten, Hangendes von Flöz S 3. Vergr.  $2 \times$ .

Die einzelnen Blättchen sind länglich-handförmig und bis etwa 1 cm groß. Randlich sind sie gezahnt oder durch mehr oder weniger tiefe Einbuchtungen in einzelne Abschnitte gegliedert. Meistens zeigen die basalen eine stärkere Gliederung. Insgesamt gesehen sind die Blättchen der Spezies kompakt und vollspreitig; sie hat keine schmalen, linealen Blattabschnitte, im Gegensatz beispielsweise zu *Palmatopteris furcata* (BRONGN.) H. POTONIÉ.

Von der Achse ausgehend zerteilt sich die Aderung entsprechend den Blattabschnitten und führt jeweils bis in die einzelnen Blatospitzen. Die Adern sind deutlich, aber nicht besonders stark ausgeprägt. Die Achse verläuft etwas flexuos, sie hat eine kräftige Längsfurche und ist deutlich längsgestreift.

Im Vergleich zu dem Stück, das GOTHAN (1931, Taf. 27 Fig. 2) aus den Mittleren Essener Schichten (Unteres Westfal B) des Ruhrkarbons abbildet, sind die Blättchen der vorliegenden Exemplare flächiger ausgebildet. Sie entsprechen insofern mehr dem Original von GOTHAN (1913) aus Oberschlesien und dem Stück von STUR (1885, Taf. 29 Fig. 14, non 13),

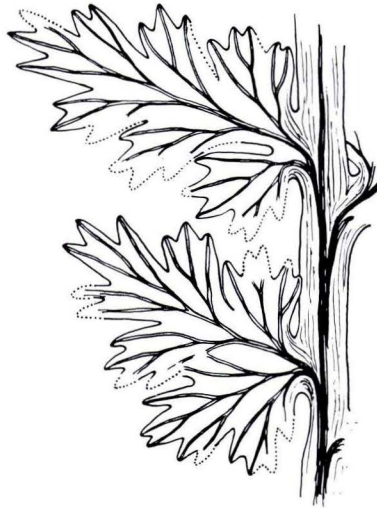


Abb. 2. *Palmatopteris sturi* GOTHAN. Schachtanlage Franz Haniel, 3. Sohle, 1. westlicher Abteilungsquerschlag nach Norden. Westfal B, Untere Horster Schichten, Hangendes von Flöz S 3. Vergr. 4 ×.

aus den Schatzlarer Schichten, das GOTHAN mit seiner Art vereinigte. Gute Übereinstimmung besteht auch mit den Stücken, die KIDSTON (1923) aus Großbritannien beschreibt. Insbesondere das auf seiner Taf. 62 Fig. 2 abgebildete Exemplar ist in der Form der Blättchen mit den vorliegenden fast völlig gleich. Die beschriebenen, etwas voneinander abweichenden Blattformen können durch die unterschiedliche Herkunft der Blättchen, d. h. von tieferen oder höheren Teilen der Pflanze bedingt sein (JOSTEN 1962).

*Palmatopteris sturi* zeigt große Ähnlichkeit mit *Diplotmema (Palmatopteris) honermanni* GOTHAN (1931). Bei dieser Art sind jedoch die Blättchen randlich nicht so ausgeprägt gezahnt und insgesamt erscheinen sie noch etwas kompakter.

Die stratigraphische Bedeutung von *P. sturi* ist gering, da sie nur selten angetroffen wird. Nach den bisherigen Funden dürfte sie hauptsächlich im Westfal B vorkommen.

### *Mariopteris robusta* KIDSTON

(Abb. 3; Taf. 1 Fig. 3 u. 4)

Im Tagebau des Piesberges bei Osnabrück wurde ein Stück von *Mariopteris robusta* KIDSTON gefunden. Ein weiteres Exemplar hat WAGNER<sup>1)</sup> bei einer Exkursion zum Pies-

<sup>1)</sup> Herrn Dr. R. H. WAGNER, Sheffield, danke ich herzlich dafür, daß er mir das Fossil freundlicherweise zur Verfügung stellte.

berg gefunden. Es dürften das die ersten Funde dieser sehr seltenen Spezies sein, die aus unserem Raum bekannt sind.



Abb. 3. *Mariopteris robusta* KIDSTON  
Piesberg bei Osnabrück  
Westfal D, um Flöz Johannisstein.  
Vergr. 2  $\times$ .

Die vorliegenden Stücke zeigen einen typisch mariopteridischen Habitus. Die gedrungen wirkenden Blättchen sind etwa 7—10 mm lang und an der Basis fast ebenso breit. Sie stehen dicht zusammengedrängt, sind mit der ganzen Breite angeheftet und an der Basis miteinander verwachsen. Ihr Umriß zeigt eine stumpfe dreieckige Form mit abgerundeter Spitze. Bei den meisten Blättchen ist der Rand glatt und ungelappt; nur die tieferen zeigen Einbuchtungen.

Die Aderung ist deutlich aber nicht sehr kräftig. Die Mittelader, die nicht stärker als die Seitenadern ausgebildet ist, wächst spitzwinklig aus der Achse und verläuft leicht flexuos bis fast zur Spitze der Blättchen; kurz vor dem Gipfel gabelt sie sich. Die ebenfalls leicht flexuos verlaufenden und ziemlich lockeren Seitenadern verlassen die Mittelader unter einem spitzen Winkel und sind mehrmals gegabelt. Die erste Gabelung liegt meistens nahe der Mittelader.

*Mar. robusta* hat Ähnlichkeit mit *Mar. nervosa* BRONGNIART. Sie unterscheiden sich hauptsächlich in der Aderung, die bei *Mar. nervosa* lockerer und wesentlich kräftiger ist.

In allen Kohlenbecken, in denen *Mar. robusta* festgestellt wurde, gehört sie zu den seltensten Arten. Ihre stratigraphische Verbreitung ist daher nicht genau anzugeben. KIDSTON (1925) hatten bei der Beschreibung der Spezies vier Stücke, wahrscheinlich aus dem Westfal A und B von Großbritannien, vorgelegen. Davon kamen drei aus einem einzigen Fundpunkt. DANZÉ-CORSIN (1953) gibt einige weitere Funde aus dem Westfal C von Nordfrankreich an. Die beschriebenen Stücke vom Piesberg bei Osnabrück kommen aus dem Bereich des Flözes Johannisstein im Westfal D. Damit ist die stratigraphische Verbreitung von *Mar. robusta* in europäischen Kohlenbecken vom Westfal A bis D nachgewiesen.

### *Lonchopteris laxereticulosum* WAGNER

(Abb. 4; Taf. 3)

In der geologischen Sammlung des Ruhrland- und Heimatmuseums der Stadt Essen fand sich ein Pflanzenfossil, das in mehrfacher Hinsicht von Interesse ist. Es handelt sich um *Lonchopteris laxereticulosum* WAGNER (1961). Das Stück stammt aus der Zeche

Mathias Stinnes. Es ist das erste dieser Art, das aus dem norddeutschen Raum bekannt wird.

Die Spezies ist extrem selten und mit der teils anastomosierenden, teils offenen Aderung eine Übergangsform zwischen den Gattungen *Alethopteris* und *Lonchopteris*. Die Pflanze ist in einer Größe von etwa  $8 \times 5$  cm erhalten. Die einzelnen Blättchen sind 8—

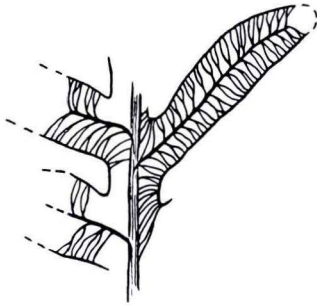


Abb. 4a. *Alethopteris davreuxi* BRONGNIART  
Bohrung Nordschacht, 447,6 m Teufe  
Westfal C, Untere Dorstener Schichten.  
Vergr.  $2 \times$ .

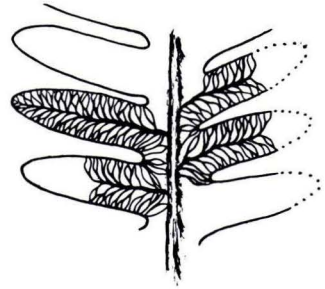


Abb. 4b. *Lonchopteris laxereticulosum* WAGNER  
Zeche Mathias Stinnes,  
Westfal B, Obere Essener Schichten.  
Vergr.  $2 \times$ .

12 mm lang und etwa 3 mm breit. An der Basis sind sie typisch alethopteridisch verwachsen. Sie gehen fast senkrecht von der Achse ab. Die Ränder der Blättchen verlaufen nahezu parallel und verjüngen sich nur wenig bis zu dem spitzenbogenförmigen Gipfel. Endblättchen sind nicht erhalten.

Die Mittelader geht fast senkrecht von der Achse ab. Sie ist bis zur Blattspitze deutlich ausgebildet, aber nicht wesentlich kräftiger als die Seitenadern. Diese sind locker, sehr flexuos und zum größten Teil anastomosierend; nur bei den Blättchen an der Basis des Wedels bilden sie weniger oft Maschen. Von der Mittelader bis zum Blattrand sind ein oder höchstens zwei Maschen zu zählen. Am Blattrand ist die Aderung offen; auf 1 cm des Randes kommen etwa 30 Adern.

Die Achse ist kräftig und läßt Längsstreifen erkennen.

Das vorliegende Stück stimmt in den wesentlichen Merkmalen mit dem Original von WAGNER überein, das er aus dem Karbon von Südlimburg beschrieben hat. Das Original zeigt lediglich größere Blättchen, die im Verhältnis zur Länge noch schmaler sind. Außerdem sind bei dem Stück von WAGNER die Adern gröber und auch lockerer.

Die Pflanze gehört mit der lockeren Nervatur, die teils frei bleibt und teils Maschen bildet, zur Gruppe Lonchopteridium<sup>2)</sup>. Sie ist mit mehreren anderen Arten dieser Pflanzengruppe wie *Lonchopteris alethopteroides* GOTHAN, *Lonchopteris eschweileriana* ANDRAE und *Lonchopteris monomakhoffi* BUISINE zu vergleichen. Sie zeigt aber ebensoviele oder noch mehr Beziehungen zu *Alethopteris davreuxi* BRONGNIART.

<sup>2)</sup> Der Begriff Lonchopteridium wird hier als eine Formengruppe der Gattung *Lonchopteris* aufgefaßt, nicht als Formgenus wie bei WAGNER (1961).

*Lo. laxereticulosum* ist von *Lo. alethopteroides*, die GOTHAN (1910) aus dem Lothringer Karbon beschrieben hat, gut zu unterscheiden. Bei der letzteren Art bilden die Adern nur ganz selten einzelne Maschen. GOTHAN selbst gibt in seiner Beschreibung an, daß die Maschen auffallend selten sind. Es ist zweifelhaft, ob man *Lo. alethopteroides* als eigene Spezies bestehen lassen soll. Vielleicht ist sie besser in den Formenkreis der *Alethopteris davreuxi* BRONGNIART zu stellen.

Eine mit der vorliegenden Pflanze vergleichbare Art ist auch *Lo. eschweileriana* ANDRAE (Abb. 5a und 5b). Bei dieser Spezies sind die Blättchen stumpfer, etwa vom Habitus der *Alethopteris valida* BOULEY, und die Maschenbildung der Nervatur ist ausgeprägter. An der lockeren Aderung mit den langgestreckten Maschen (im allgemeinen sind von der Mittelader bis zum Blattrand zwei bis drei Maschen ausgebildet) ist *Lo. eschweileriana* meist gut kenntlich und von den anderen Lonchopteriden, z. B. *Lo. rugosa* BRONGNIART (Abb. 6) zu unterscheiden.

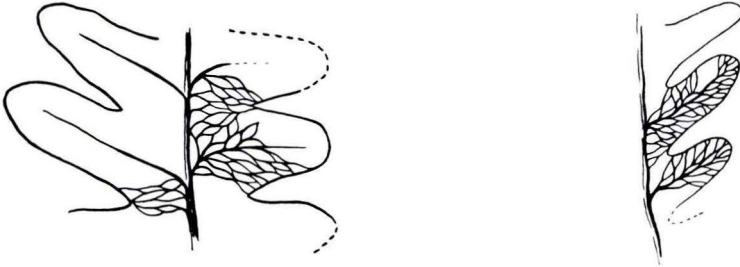


Abb. 5a. *Lonchopteris eschweileriana* ANDRAE. Zeche Graf Bismarck I, Westfal B, Mittlere Essener Schichten. Vergr. 2 ×.  
Abb. 5b. *Lonchopteris eschweileriana* ANDRAE. Grube Sophia Jacoba, Westfal A, Untere Kohlscheider Schichten. Vergr. 2 ×.

*Lo. eschweileriana* kommt im nordwestdeutschen Karbon im Westfal A und B vor. Sie gehört zu den seltenen Funden in der Karbonflora, wie überhaupt die Arten der Gruppe Lonchopteridium selten sind. Das gilt auch für die Karbonablagerungen in den benachbarten Ländern.

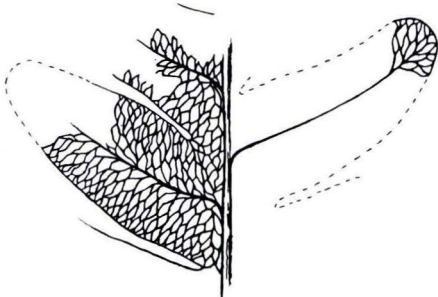


Abb. 6. *Lonchopteris rugosa* BRONGNIART. Schacht Kurl 3; 439 m Teufe Westfal B, Untere Essener Schichten. Vergr. 2 ×.

In dieselbe Gruppe gehört auch *Lo. monomakhoffi* BUISINE (1961), von der zwei Stücke aus dem Westfal C von Nordfrankreich beschrieben wurden. Die Blättchen dieser Art sind stumpf, ähnlich wie bei *Lo. eschweileriana*. Die Mittelader führt nicht bis zur Blattspitze, und die Seitenadern bilden generell mit der Mittelader einen spitzeren Winkel. Außerdem sind die Maschen gestreckter als bei *Lo. laxereticulosum*.

Die der *Lo. laxereticulosum* am nächsten stehende Art dürfte *Alethopteris davreuxi* BRONGNIART sein (Abb. 4a). Beide Pflanzen haben gemeinsam: die schmalen Blättchen, die bis zur Spitze deutlichen Mitteladern und die lockeren, recht kräftigen Seitenadern. Die Arten sind sicher eng verwandt. Sie unterscheiden sich dadurch, daß *Al. davreuxi* keine Netznervatur hat.

Gelegentlich verlaufen bei *Al. davreuxi* die Seitenadern so flexuos, daß sie sich gegenseitig fast berühren. Dadurch kann bei weniger guter Erhaltung eine Maschenaderung vorgetauscht werden. Erst die genaue Untersuchung zeigt dann, daß es sich um eine einfache, gegabelte und flexuose Aderung handelt. Es besteht somit ein zwangloser Übergang von *Al. davreuxi* zu *Lo. laxereticulosum* (Abb. 4a und 4b), was morphogenetisch von Bedeutung ist.

In diesem Zusammenhang ist das stratigraphische Vorkommen der beiden Pflanzenarten von Interesse. *Al. davreuxi*, die im Ruhrkarbon nicht häufig ist, wird dort in den Oberen Essener Schichten und darüber (Oberes Westfal B und tiefes Westfal C) gefunden. Das vorliegende Stück *Lo. laxereticulosum* wurde ebenfalls in den Oberen Essener Schichten, und zwar im Bereich des Flözes F gefunden. Auch das Original von WAGNER kommt aus dem Westfal B (etwa 40 m unter Flöz Ägir). Beide Pflanzenarten — *Alethopteris davreuxi* und *Lonchopteris laxereticulosum* — könnten demnach auch nach den stratigraphischen Vorkommen phylogenetisch zusammenhängen.

Das beschriebene Stück *Lo. laxereticulosum*, das erste das aus dem nordwestdeutschen Raum bekannt ist, wird im Ruhrland- und Heimatmuseum der Stadt Essen unter der Nr. RE 55/735.22 A 608 aufbewahrt. Herrn Museumsdirektor Dr. BECHTHOLD danke ich für die freundliche Genehmigung zur Veröffentlichung.

Die Zeichnungen der Abbildungen 1—6 wurden von Fräulein BEATE BLUM und Frau VERONIKA MAAS im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen angefertigt. Auch an dieser Stelle möchte ich mich für die Mitarbeit herzlich bedanken.

### Zusammenfassung

*Palmopteris sturi* GOTHAN, *Mariopteris robusta* KIDSTON und *Lonchopteris laxereticulosum* WAGNER gehören zu den seltensten Pflanzen der Karbonflora. Die beiden letzten Arten sind aus Nordwestdeutschland bislang nicht bekannt geworden. Die jetzt vorliegenden Stücke aus diesem Raum ergänzen unsere Kenntnis von der geographischen Verbreitung dieser Fossilien. Sie werden beschrieben und mit den wenigen Funden aus dem Karbon von Großbritannien und Nordfrankreich verglichen.

## Schriftenverzeichnis

- BUISINE, M.: Contribution à l'étude de la Flore du Terrain Houiller. Les Aléthropteridées du Nord de la France. 317 S., 74 Taf., Lille 1961.
- DANZÉ-CORSIN, P.: Contribution à l'étude des Mariopteridées. Les *Mariopteris* du Nord de la France. — Études géol. Atlas Topogr. sonter., I Flore fossile, 1e Fasc., 269 S., 78 Taf., Lille 1953.
- GOTHAN, W.: *Lonchopteris alethopteroides*. In: H. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen-Reste, Lief. VII, Nr. 133, Berlin 1910.
- Die Oberschlesische Steinkohlenflora. I. Teil. Farne und farnähnliche Gewächse. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **75**, 278 S., 17 Abb., 53 Taf., Berlin 1913.
- Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Carbonreviere Deutschlands. — Lief. 2: Arb. Inst. Paläobot. u. Petrogr. Brennst., **1**, 2, S. 49—96, Berlin 1931.
- JOSTEN, K.-H.: *Neuropteris semireticulata*, eine neue Art als Bindeglied zwischen den Gattungen *Neuropteris* und *Reticulopteris*. — Paläont. Z., **36**, 1/2, S. 33—45, 5 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1962.
- KIDSTON, R.: Fossil plants of the Carboniferous Rocks of Great Britain. — Part 3 und 6, Mem. Geol. Surv. Great Britain, **2**, S. 201—274, Taf. 48—68, London 1923 und S. 523—681, Taf. 123—153, London 1925.
- STUR, D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. Band II. Die Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten. Die Farne der Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **11**, 1, Abt., Wien (A. Hölder) 1885.
- WAGNER, R. H.: Some Alethopterideae from the South Limburg Coalfield. — Mededel. geol. Stichting, (N.S.), **14**, S. 5—13, 8 Taf., Maastricht 1961.

## Tafelerklärungen

## T a f e l 1

Fig. 1. *Palmatopteris sturi* GOTHAN

Zeche Franz Haniel; 3. Sohle, 1. westlicher Abteilungsquerschlag nach Norden  
Westfal B, Untere Horster Schichten, Hangendes von Flöz S 3. nat. Größe.

Fig. 2. *Palmatopteris sturi* GOTHAN

Zeche Franz Haniel; 3. Sohle, 1. westlicher Abteilungsquerschlag nach Norden  
Westfal B, Untere Horster Schichten, Hangendes von Flöz S 3. nat. Größe.

Fig. 2a. Ausschnitt aus Fig. 2, Vergr. 3 ×.

Fig. 3. *Mariopteris robusta* KIDSTON

Piesberg bei Osnabrück, Westfal D, um Flöz Johannisstein, nat. Größe.

Fig. 3a. Vergrößerung von Fig. 3, 3 ×.

Fig. 4. *Mariopteris robusta* KIDSTON

Piesberg bei Osnabrück, Westfal D, um Flöz Johannisstein, nat. Größe.

Fig. 4a. Vergrößerung von Fig. 4, 3 ×.



## T a f e l 2

*Palmatopteris sturi* GOTHAN

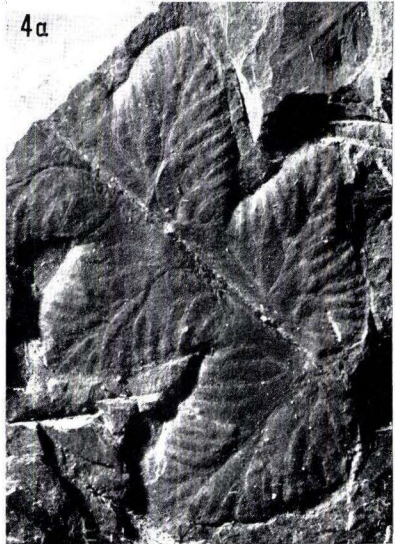
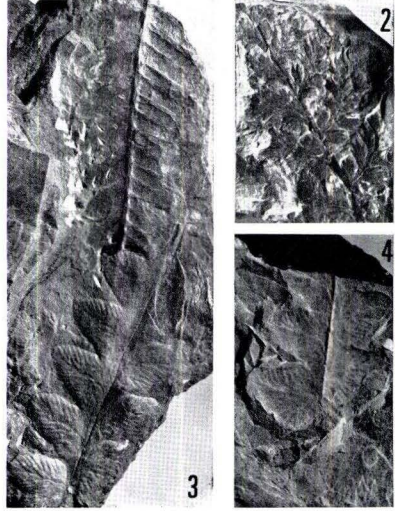
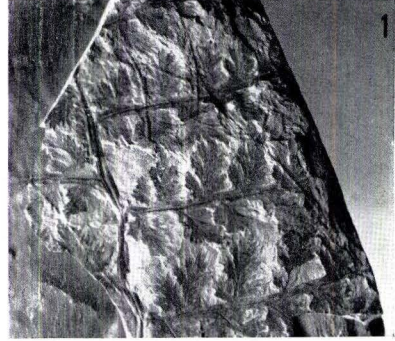
Vergrößerung von Taf. 1 Fig. 1; 3 ×.

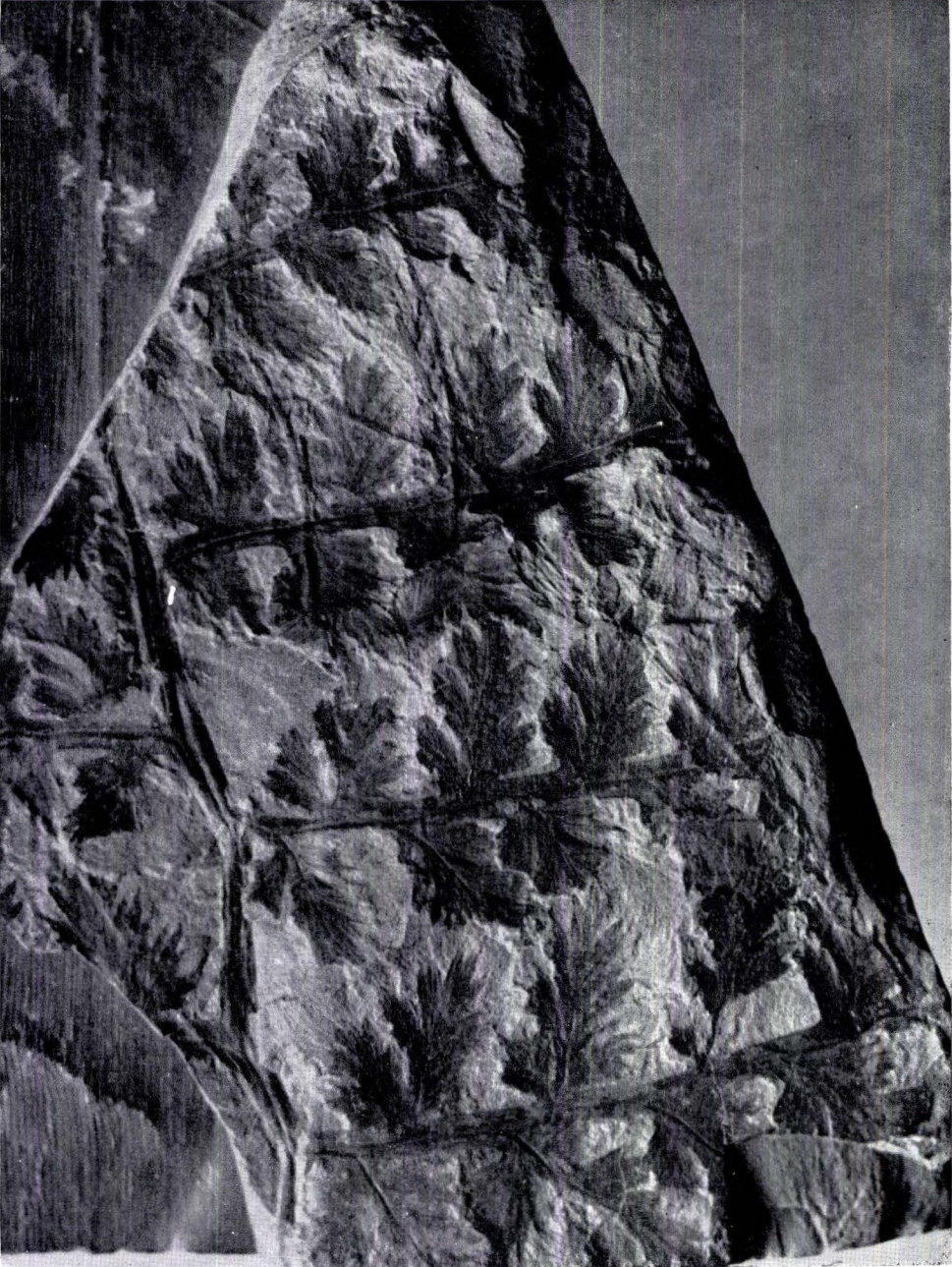
## T a f e l 3

Fig. 1. *Lonchopteris laxereticulosum* WAGNER

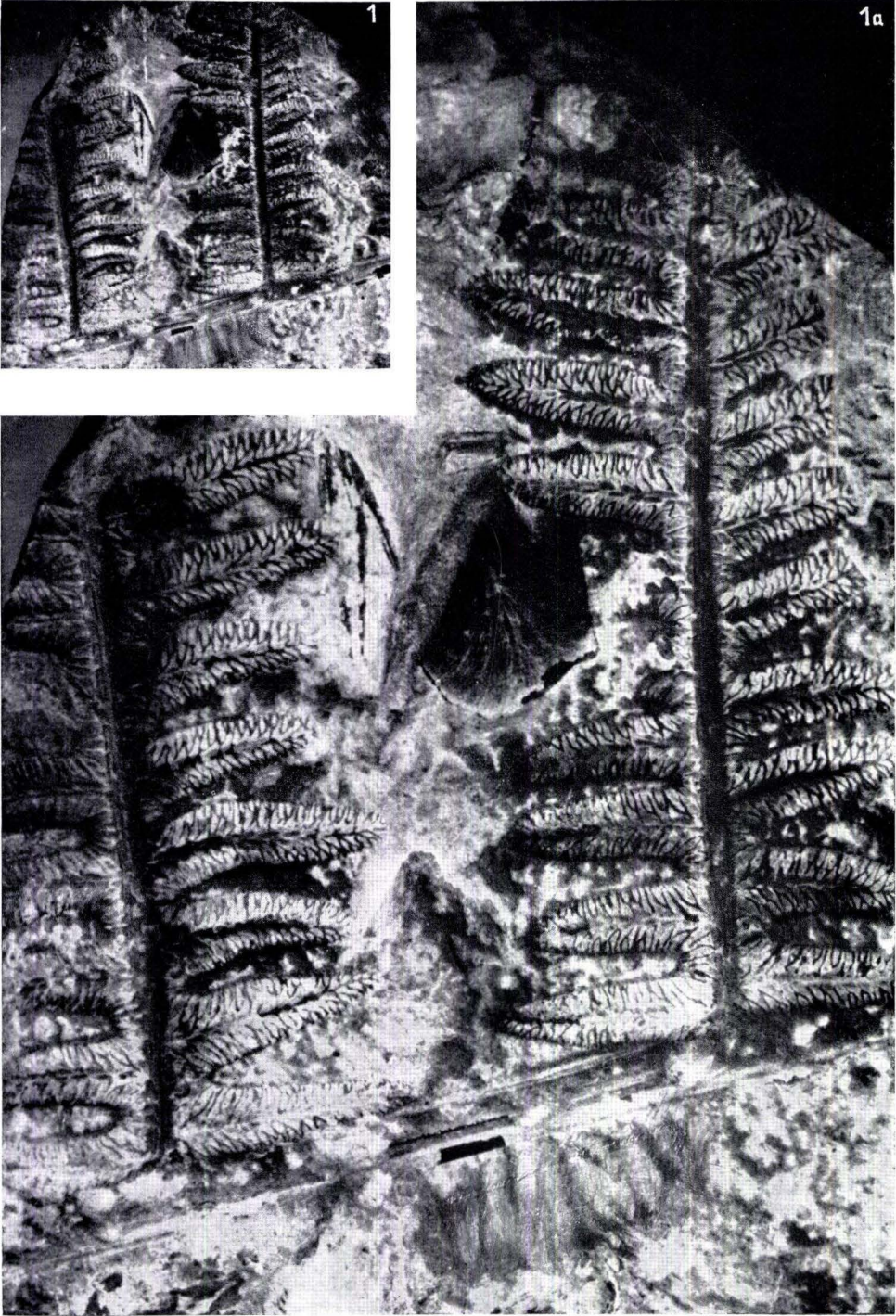
Zeche Mathias Stinnes; Westfal B, Obere Essener Schichten um Flöz F, nat. Größe.

Fig. 1a. Vergrößerung von Fig. 1, 3 ×.





Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 56, 1970



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 65-96	14 Abb.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	----------	---------	-------------------

## Der Verrucano der Toscana

Von

WERNER WACHSMUTH, Johannesburg \*)

Mit 14 Abbildungen

*Kurzfassung:* Die historische Entwicklung des Begriffs Verrucano in der Toscana wird kurz dargestellt. Verschiedene Gebiete, ausgewählt als charakteristische Beispiele unter den zahlreichen Vorkommen, werden nach lithologischen und sedimentologischen Merkmalen beschrieben und sollen einen Überblick über Aufbau und Abfolge der vielfältigen klastischen Sedimente, die unter dem Namen Verrucano zusammengefaßt werden, geben. Der Verrucano der Toscana, entstanden im Ladin-Karn, ist das Umlagerungsprodukt reifer Sedimente und wurde in terrestrisch-lagunärem bis marin-salinarem Milieu abgelagert. Kennzeichnend für die Abfolge ist nicht nur ein mächtiges Basalkonglomerat, sondern auch Konglomerat- („pebbly mudstone“) und submarine Brekzien- Einschaltungen, die auf ein viskoses Fließen oder sogar Suspensions-Fließen als Transportmechanismus hindeuten. Seinen sedimentologischen Merkmalen nach nimmt der Verrucano eine Stellung zwischen dem Molassetyp und dem Buntsandsteintyp ein. Er ist zwar das endgültige, wenn auch bereits umgelagerte Abtragungsprodukt der variskischen Gebirge, gehört aber weder zum Zyklus der variskischen noch zum Zyklus der alpinen Orogenese. Den Verrucano der Toscana sollte man in Zukunft nach R. TRÜMPY „Verrucano toscano“ nennen, um das irreführende Adjektiv „tipico“ in der Definition des „Verrucano tipico“ von L. TREVISAN (1955) zu vermeiden. TREVISAN's Abgrenzung berücksichtigt am besten die Gegebenheiten der Natur.

*Summary:* The historical evolution of the term „Verrucano“ is described and the aspects of lithology and sedimentology are considered by characteristic profiles. There are not only the thick conglomerates lying with a big unconformity over paleozoic rocks, which are typical for the Verrucano, but also important are „pebbly mudstones“ and „submarine breccias“, sometimes „Olisthostrom“ — like, in the higher parts. It is the final sediment by the erosion of the variscian mountains, but it does not belong to the variscian orogenic system or alpine orogenic system. The Verrucano is a clastic sequence between the Anisium and Norium (Trias), and there is no marked strong difference between the lower part, mostly conglomeratic and the higher part, more arenaceous or pelitic developed. The definition of L. TEVISAN (1955) would be the best but it is better to say „Verrucano toscano“ than „Verrucano tipico“, because in fact of the situation in all alpinmediterranean environments it is the original but not the common Verrucano type.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. W. Wachsmuth, z. Z. SOEKOR, P.O. Box 3087, Johannesburg, Republic of South Africa.

## Inhalt

1.	Einleitung . . . . .	66
2.	Historische Entwicklung und Definition des Begriffs „Verrucano“ . . . . .	67
3.	Beschreibung der einzelnen Verrucano-Vorkommen der Toskana . . . . .	70
3.1.	Die Pisaner Berge . . . . .	70
3.2.	Die Apuaner Alpen . . . . .	74
3.3.	Punta Bianca . . . . .	78
3.4.	Die Schuppenzone von Massa (M. Brugiana) . . . . .	82
3.5.	Cerreto dell'Alpi . . . . .	83
3.6.	Verlauf der Verrucanosedimentation in der Nordtoskana . . . . .	84
3.7.	Die Verbreitung der Verrucano-Vorkommen in der Südtoskana . . . . .	86
3.8.	Iano . . . . .	87
3.9.	Valle della Farma . . . . .	88
3.10.	Monti dell'Uccellina . . . . .	90
3.11.	Monte Argentario . . . . .	90
4.	Schlußfolgerungen und Zusammenfassung . . . . .	91
	Schriftenverzeichnis . . . . .	94

## 1. Einleitung

Die Anregung zu dieser Arbeit gaben geologische Feldarbeiten in der Toskana in den Jahren 1962—1968. Sie vermittelten einen Einblick in die Probleme einer exakten stratigraphischen Untergliederung dieser fossilarmen Abfolgen, und die Kartierungsergebnisse sowie Profilaufnahmen im Zusammenhang mit ihrer petrographischen Bearbeitung erbrachten einen Überblick der verschiedenen Abfolgen. Wenn nicht alle Gebiete in dieser Arbeit berücksichtigt werden, so deshalb, um den Umfang der Publikation zu reduzieren. Ausgewählt wurden die charakteristischen Gebiete, in denen ein weitgehend vollständiges Profil des Verrucano vorliegt.

Der Erforschung und Gliederung dieser klastischen Gesteinsserien widmen sich die Geologen bereits seit fast 130 Jahren. Dennoch ist der Verrucano bis heute einer der verwirrendsten und mannigfaltigst interpretierten Begriffe der geologischen Fachsprache, obwohl sich erst 1965 in Pisa ein Symposium ausschließlich mit dem Verrucano befaßte. Hier soll nun versucht werden, das Gesamtproblem des Verrucano in der Toskana von sedimentologischen, lithologischen und petrographischen Merkmalen her einer Lösung näher zu bringen, da eine jahrzehntelange Orientierung vom stratigraphischen Standpunkt aus bisher keine Lösung brachte.

Für Anregungen in Diskussionen danke ich Prof. Dr. H. FALKE, Mainz, und Prof. Dr. M. TONGIORGI, Pisa. Der DFG, Bad Godesberg, danke ich für eine großzügige Unterstützung der Forschungsreisen in den Jahren 1965 und 1968.

## 2. Historische Entwicklung und Definition des Begriffs „Verrucano“

Das Wort „Verrucano“ entstammt dem Wortschatz der Pisaner Steinmetzen und wurde von P. SAVI 1832 als Begriff in die Geologie eingeführt. Er verstand darunter klastische Sedimentgesteine, die weder typische Grauwacken noch reine Quarzite sind und in einer Wechselfolge mit Konglomeraten, Siltsteinen und Tonsteinen am M. Verruca in den Pisaner Bergen auftreten.

Auch heute ist die Definition des „Verrucano“ nach einem Vorschlag von R. TÜMPY (1965) lithologisch bedingt: „Man kann im mediterranen (alpinen) Teil Europas „Verrucano“ im weiteren Sinne als Sammelbegriff für lithostratigraphische Serien (Formationen) gebrauchen, welche das Produkt der endgültigen Abtragung der hercynischen (variskischen) Gebirge sowie ihrer subsequenten und postorogenen Vulkane darstellen“<sup>1)</sup>. Er stellt nach R. TRÜMPY (1966, S. 227) einen Faziesbegriff dar, ähnlich dem Begriff „Flysch“: gebunden an einen geologischen Zeitraum (Stephan — Untertrias) und Zeugnis einer bestimmten paläotektonischen und paläoklimatischen Situation.

In der Toskana umfaßt der Verrucano eine lückenlose Abfolge von Konglomeraten bis Tonsteinen mit allen Korngrößen-Übergängen und -Mischungen, so konglomeratische Sandsteine und Siltsteine, Tonstein-Konglomerate, Wechselfolgen von Sandsteinen und Tonsteinen sowie völlig unklassierte Sedimente. Arkosen kommen kaum vor, desgleichen sind Karbonate im Bindemittel oder Karbonatgesteine nur lokal ausgebildet. Kohlen oder stark bituminöse Tonsteine fehlen völlig. Die Farbe aller Verrucano Gesteine mit Ausnahme der Karbonate ist durch eine intensive Rotfärbung oder Grünfärbung gekennzeichnet. An Vulkaniten treten nur basisch-intermediäre, sogenannte Prasinite in sehr begrenztem Umfang auf.

Damit charakterisiert der Verrucano eine klastische Fazies, die weder den kontinentalen Sandsteinformationen vom Buntsandsteintyp noch den Flyschformationen der Geosynklinaltröge entspricht, sondern nur bedingt Vergleiche mit der Molasse der Alpen zuläßt.

Bevor aber die Verhältnisse an locus typicus eingehend bearbeitet waren und der Begriff abgeklärt war, wurde er bereits auf andere Regionen übertragen, weil er offensichtlich sehr komplex aufgebaute Serien ohne exakte Altersangaben charakterisierte. So verglich L. PASINI 1839 Gesteine aus den lombardischen Alpen mit dem Verrucano am M. Pisano. B. STUDER wandte den Namen „Verrucano“ 1842 erstmals für alpine Gesteine der Schweiz an.

Allmählich wurde im alpinen Bereich der Begriff „Alpiner Verrucano“ für alle post-variskischen Gesteine kontinental-detritischer Abkunft verwandt, die einerseits nicht der Fazies der germanischen Trias (Buntsandstein) entsprachen und andererseits kein fossil-belegtes Permokarbon aufwiesen.

Es zeigte sich bald, daß auf Grund der mangelnden Kenntnisse der Lithologie des locus typicus in jeder Region neue Maßstäbe bei der Definition angelegt wurden.

Hinzu kam, daß keine exakte stratigraphische Abgrenzung existierte. Denn gerade am locus typicus in den Monti Pisani war die stratigraphische Einstufung des Verrucano bis in jüngster Zeit einer heftigen Diskussion unterworfen.

<sup>1)</sup> In: Atti des Symposium sul Verrucano, Pisa 1966, S. 398.

So hatte C. DE SEFANI (1882) angenommen, die leicht geschieferten Siltsteine („scisti“) der Monti Pisani entsprechen dem oberen Teil der karnischen Stufe. A. TOMMASI (1883) dagegen kam zu der Ansicht, daß diese Schichten auf Grund der Lamellibranchiaten nicht jünger als Untertrias wären und mit den Werfener Schichten der Lombardischen Alpen zu vergleichen wären. C. DE STEFANI (1884) verwarf diese Altersbestimmungen als ungenügend fundiert, da den beschriebenen Genera kein Leitwert zukäme, worauf A. TOMMASI 1887 seine Ansichten modifizierte und ein Alter nicht jünger als das Rotliegende annahm, worauf wiederum C. DE STEFANI 1887 seine abweichende Meinung darlegte.

Eine neue Situation wurde 1888 durch Florenzfunde in bituminösen Tonschiefern und Grauwacken bei S. Lorenzo in Vaccoli geschaffen. Sie gehörten dem Karbon (Westfal D) an (C. DE STEFANI 1890, 1891) und nun stellte C. DE STEFANI den gesamten Verrucano ins Paläozoikum (1901), zumal M. CANAVARI 1891 Anthracosien aus den bituminösen Schiefen bei Villa Massagli in der gleichen Gegend beschrieben hatte.

B. LOTTI nimmt 1910 zu dem Problem in seiner „Geologia della Toscana“ folgendermaßen Stellung: Den Bestimmungen C. DE STEFANI's sind die auf einem umfangreicheren Material basierenden Angaben S. DE BOSNIASKI's (1890, 1894) vorzuziehen. Danach sind 3 stratigraphische Zonen zu unterscheiden, die man mit den unterpermischen Schichten von Igornay, Muse und Millery im Becken von Autun vergleichen kann. Ferner ist es nicht richtig, daß die „Strati di San Lorenzo“ den violetten Silt- und Tonsteinen über den Basiskonglomeraten des Verrucano entsprechen, wie C. DE STEFANI (1891) annimmt, sondern sie liegen unter den Verrucanokonglomeraten. Beide, die Strati di San Lorenzo und die Konglomerate und höheren Quarzite gehören dem Perm an und zum Verrucano.

A. FUCINI (1910, 1915) entdeckte neue Lamellibranchiatenfundstellen und unterteilte den Verrucano in einen älteren paläozoischen Anteil und einen jüngeren „Verrucano tipico“, der vergleichbar dem „Wealden“ dem oberen Jura und der unteren Kreide angehören sollte.

Diese Alterseinstufung A. FUCINI's wurde mit Ausnahme F. X. SCHAFFER's von keinem anderen Geologen akzeptiert, obwohl A. FUCINI seine Hypothesen wiederholt durch neue Argumente unterstützt zur Diskussion stellte (A. FUCINI 1918, 1924—25, 1928). Um seine Altersbestimmungen überprüfen zu lassen, sandte er einen Teil seiner Fossilkollektion an G. v. ARTHABER. Dieser bestätigte in seiner Revision (1937) das kretazische Alter, wenn auch seine Bestimmungen von denen A. FUCINI's differierten. F. v. HUENE dagegen, dem er die Tetrapoden-Fährten zur Bearbeitung übersandt hatte, kam zu dem Ergebnis, daß es sich um Ablagerungen des Keupers handeln müsse (F. v. HUENE 1940a, 1940b, 1941) und zog zugleich die obenerwähnten kretazischen Altersangaben, die sich auf Lamellibranchiaten stützten, in Zweifel.

Bereits vorher hatte R. REDINI (1938) in einem kritischen Vergleich der bis dahin erschienenen Literatur zahlreiche Fehlbestimmungen nachgewiesen. Er stellte den „Verrucano tipico“ dem „Neopermien“ gleich, der jedoch bis in die untere oder mittlere Trias noch hinaufreicht.

Durch den langen Streit um eine exakte Alterseinstufung hatte der Verrucano seinen ursprünglichen Sinn als lithologischer Formationsbegriff verloren.

Stattdessen hatte sich die Diskussion an der Frage zerstritten: „Ist der Verrucano eine biostratigraphische Formation und stellt er das kontinentale Perm des alpin-mediterranen Raumes dar?“ Bevor L. TREVISAN (1955) das Problem neu bearbeitete, war die Lehrmeinung, daß man die obige Frage für die Vorkommen in der Toskana positiv beantworten könne.

L. TREVISAN (1955) stellte nun den „Verrucano tipico“ auf Grund der Arbeiten von F. v. HUENE (1940, 1941) ins Karn und trennte von diesem die durch Floren belegten permokarbonen „Scisti di S. Lorenzo“. Nach L. TREVISAN (1955) können die „Scisti die



S. Lorenzo“ in 4 Straten unterteilt werden, die vom Westfal D über das Stefan bis ins Autunien reichen. Er wies darauf hin, daß der „Verrucano tipico“ in keinem Falle Perm ist und mit großer stratigraphischer Lücke auf älteren Schichten ruht.

In der folgenden Zeit widmete sich die Pisaner Schule mit Erfolg dem Verrucano. L. SCHIAFFINO und M. TONGEORGI unterteilten den Verrucano in 7 Schichten (membri) (Abb. 1) und erkannten, daß er in den Pisaner Bergen teilweise auch auf einer anderen, vermutlich paläozoischen Formation, den „Arenarie listate“ oder auch „Filladi e Quarziti listate di Buti“ genannt, liegt.

Durch Arbeiten von P. ELTER und P. R. FEDERICI (1964) wurden Diploporen aus dem Anis-Ladin bekannt. A. RAU und M. TONGEORGI (1966) revidierten die Lamellibranchienfauna von A. FUCINI und G. v. ARTHABER unter Berücksichtigung neuer Funde mit dem Ergebnis, daß es sich um eine lagunäre, teils brackische Fauna des Unterkarns handelt.

Damit war ein Standardprofil des Verrucanos am locus typicus in den Pisaner Bergen erarbeitet worden, daß für vergleichende Analysen mit anderen Gebieten geeignet ist.

Das Symposium sul Verrucano 1965 in Pisa warf nun neue terminologische Probleme auf. Soll der Verrucano die gesamten detritischen Sedimente von den basalen Konglomeraten bis zu den Karbonaten des Nors umfassen oder nur die grobklastische Phase an der Basis, also am M. Verruca nur die „anageniti grossolane“, die „scisti violetti“ und die „anageniti minute“? Die Beschränkung auf den grobklastischen Bereich entspricht dem Gebrauch dieses Namens in den Alpen, wo nur die psephitreichen Sedimente Verrucano genannt werden, nicht aber Quarzite. L. TREVISAN (1966, S. 394) empfiehlt mit Rücksicht auf diesen Umstand die zweite, mehr einschränkende Definition und will ihn nur als Formationsgegriff für eine lithologische Fazies gebraucht wissen. Auch R. TRÜMPY's Definitionsvorschlag (1966, S. 389) akzeptiert ihn nur als Formationsbegriff, aber als Abtragsprodukt der variskischen Gebirge und insofern an ein Zeitintervall gebunden, nämlich Permotrias.

Somit gibt es derzeit zwei „Verrucano tipico“, einen nach der Definition von L. TREVISAN 1955, und nach L. TREVISAN 1966. A. RAU und M. TONGIORGI berücksichtigen diese neue Situation in ihrer Publikation von 1966 und sprechen von „Verrucano tipico“, wenn sie die Abfolge von den Konglomeraten (Anageniti) bis zu den Karbonaten des Nors meinen, und von „Verrucano in senso stretto“, wenn sie sich nur auf die Konglomerate beziehen (A. RAU, M. TONGIORGI, 1966b, S. 304)<sup>2)</sup>.

Aber trotz der zahlreichen Beiträge zum Symposium sul Verrucano 1965 sind Beziehungen zu den übrigen Verrucanovorkommen in der Toscana z. Z. noch nicht eindeutig geklärt, besonders in Hinblick auf den neu eingeführten „Verrucano in senso stretto“ und

<sup>2)</sup> Im weiteren Text werden die Namen in diesem Sinne zur besseren Unterscheidung benutzt. „Verrucano s.l.“ umfaßt den „Verrucano tipico“ und alle älteren Formationen. Steht nur der „Verrucano“, so bedeutet dies „Verrucano tipico“ nach der exakten Formulierung.

den Definitionsvorschlag nach R. TRÜMPY<sup>3)</sup>. Eine Definition des Verrucano kann aber nicht nur den locus typicus berücksichtigen, wenn die Diskussion mit diesem Terminus bereits paläogeographische und paläotektonische Prämissen verbindet. Vielmehr muß der Verrucano in der Toskana als Gesamtkomplex betrachtet werden.

Im weiteren Text sollen nun die verschiedenen regionalen Verrucanovorkommen der Toskana beschrieben werden.

### 3. Beschreibung der einzelnen Verrucano-Vorkommen in der Toskana

Die Vorkommen von Verrucano nördlich des Arno liegen in folgenden Gebieten:

Pisaner Bergen  
 Apuaner Alpen  
 Lerici — Punta Bianca  
 Cerreto dell'Alpi

Südlich des Arno sind die Vorkommen von

Iano  
 Monticiano — Roccastrada — Valle della Farma — Monte Leone  
 Bocheggiano — Frassine — Gavorrano  
 Monti dell'Uccellina — Monte Argentario — Isola del Giglio  
 Monti Bellino — Capalbio  
 Elba

zu nennen.

#### 3.1. Die Pisaner Berge

Hier sollen nur kurz die Ergebnisse der Pisaner Geologen L. TREVISAN, A. RAU und M. TONGIORGI, P. ELTER, G. GIGLIA und L. SCHIAFFINO wiedergegeben werden.

Das Substrat mit direktem Kontakt zum Verrucano sind die „Arenarie listate“ (L. SCHIAFFINO u. M. TONGIORGI (1962) oder auch „Filladi e Quarziti listate di Buti“ (A. RAU und M. TONGIORGI 1966). Sie sind asturisch gefaltete und metamorph überprägte Phyllite,

<sup>3)</sup> Definition des Verrucano s.l. (Vorschlag R. TRÜMPY). Man kann im mediterranen (alpinen) Teil Europas „Verrucano“ im weiteren Sinne als Sammelbegriff für lithostratigraphische Serien (Formationen) gebrauchen, welche das Produkt der endgültigen Abtragung der herzynischen (variskischen) Gebirge sowie ihrer subsequenten Abtragung und post-orogenen Vulkane darstellen. Diese Serien sind weit vorwiegend kontinentaler und detritischer Fazies, ihr Ablagerungsmilieu oxydierend (Farbe daher meist violett oder rot). Die Konglomerate enthalten schlecht bis mäßig gut gerundete Komponenten von vulkanischen Gesteinen; Vulkanite können auch in Verrucano-Serien eingeschaltet sein.

Die älteren Verrucano-Formationen sind meist in intramontanen Becken und Gräben abgelagert worden, die jüngeren, welche dem Verrucano der Typuslokalität näher stehen und meist oberpermischen bis triadischen Alters sind, wurden über größere Bereiche ausgebreitet. Es ist wünschenswert, die einzelnen Verrucano-Formationen durch geographische Zusätze zu kennzeichnen (z. B. Verrucano lombardo, Verrucano brianconnais, Glarner Verrucano).

Quarzphyllite, und Quarzite [Radiometrisches Alter  $275 \pm 12$  MA. nach S. BORSI, G. FERRARA, A. RAU, M. TONGIORGI (1966)]. Ihr exaktes Alter ist nicht bekannt, da Fossilien fehlen. Der Verrucano liegt diskordant auf diesen Metamorphiten.

Kaum gefaltet und metamorph überprägt sind die „Scisti di S. Lorenzo“ (L. TREVISAN 1955): schwarze bituminöse und kohlige Tonschiefer, Siltsteine und Sandsteine, die auf Grund von Fossilien ins Westfal D bis Autunien gestellt werden.

Die stratigraphischen Kontakte zu anderen Formationen sind von rezemem Schutt bedeckt oder junge Störungen bilden die Kontakte.

Eine starke Diskordanz zum Verrucano wie bei der vorherbeschriebenen Formation besteht nicht.

Noch jünger, wahrscheinlich dem „Neopermien“ angehörend, ist die „Formazione di Asciano“. Ihre Brekzien und Konglomerate bestehen nur aus dem Material der Formazione di Buti und haben eine rein lokale Verbreitung.

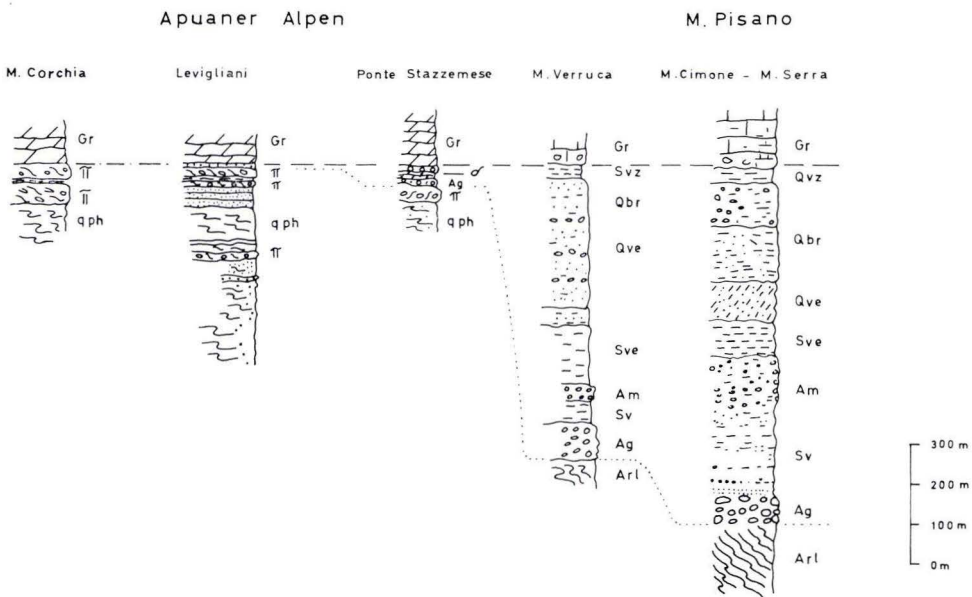


Abb. 1. Die Reduktion des Verrucano in den Apuaner Alpen.

Gr: Grezzoni, π: Porphyroide, qph: Quarzphyllite, δ: dunkle Dolomite und gebänderte Marmore, Ag: Anagenite grossolane, Sv: Scisti viola, Am: Anageniti minute, Sve: Scisti verdi, Qve: Quarziti verdi, Qbr: Quarziti bianco rosa, Qvz: Quarziti viola zonate, Svz: Scisti viola zonate, Arl: Arenarie listate (Profil M. Cimone-M. Serra nach A. RAU u. M. TONGIORGI 1966).

Der „Verrucano tipico“ (Abb. 1) beginnt mit ca. 50—80 m mächtigen Quarzitkonglomeraten, den „Anageniti grossolane“, die aus einer Folge mächtiger, unterschiedlich aufgebauter, irregulärer Schuttkörper mit geringmächtigen feinklastischen Zwischenschichten

besteht. Die Gerölle schwanken in ihrem Durchmesser zwischen 5—10 cm und setzen sich aus normalem Milch-Quarz, rosa Quarz, Quarzit und Serizit-Quarzit, Turmalinolit<sup>4)</sup>, Quarzporphyr und Phylliten zusammen.

Normalerweise nimmt der polymikte Charakter der Konglomerate in den höheren Lagen ab, so daß am Top ein reines Quarzitkonglomerat vorliegt, ebenso ist der Rundungsgrad stets zum Hangenden hin besser. Der Turmalinolit, ein Turmalin (Schörl) führender Perazidit ist in den basalen Teilen der Konglomeratfolge angereichert.

Es gibt jedoch auch Ausnahmen, daß z. B. die polymikte Zusammensetzung erhalten bleibt oder daß von der Basis an ein vorwiegend monomiktes Quarzit- oder Porphyrokonglomerat vorliegt. Der Zement besteht aus Quarz und Serizit und füllt die Zwischenräume aus, so daß sich die Gerölle berühren. Meist enthält der Zement relativ viel Hämatit, so daß er schwarz-violett oder rot gefärbt ist. Desgleichen sind die rosa Quarze im allgemeinen normale farblose Quarze, die von einer Rinde, welche durch eine feine Hämatitinprägnation rosa gefärbt ist, umgeben sind.

Konglomerate, in denen die Gerölle in der Matrix frei schwimmen, treten in den „Anageniti grossolane“ nicht auf.

Die „Scisti violetti“ sind sehr feinkristalline Phyllite und Quarzphyllite, durch Hämatit violett oder dunkelrot gefärbt. Eine undeutliche primäre Schichtung oder Bänderung kann vorhanden sein. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen ca. 50 m und 150 m.

Die „Anageniti minute“ sind geröllführende ehemalige Silt- und Tonsteine oder Feinsandsteine, die infolge der leichten Metamorphose zu Quarzäugen führenden Phylliten und Quarzphylliten und z. T. auch Quarziten umgeformt wurden. Es sind Konglomerate, in denen die Gerölle frei in der Grundmasse schwimmen. Die Gerölle bestehen im weiteren Unterschied zu den „Anageniti grossolane“ fast ausschließlich aus Quarz, sind vollgerundet nach G. MÜLLER (1964) und ihr Durchmesser ist kleiner als 3 cm. Ihre Mächtigkeit reicht von ca. 20 m — 100 m, wobei häufig normale Quarzite und Phyllite eingeschaltet sein können.

Die „Scisti verdi“ setzen abrupt ein und werden von A. RAU und M. TONGIORGI (1966) zur „Formazione Quarzitica di Monte Cimone-Monte Serra“ gerechnet, die nicht mehr zum „Verrucano in senso stretto“ gehört. Es handelt sich um Albit führende chloritreiche Phyllite, in die dünne Lagen (max. 4—5 cm dick) von Quarzit, ebenfalls durch Chlorit grün gefärbt, eingeschaltet sind. Akzessorisch ist außer Albit stets fein verteilt Turmalin und in Spuren Karbonat in einigen grobkörnigeren Lagen vorhanden. Rippel-Marken sind so häufig, daß es zu einer Wellenschichtung (ripple laminae) kommen kann. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß nach A. RAU & M. TONGIORGI (1966) die Lamellibranchiaten-Fauna auf lagunär-brackisches Sedimentationsmilieu hindeutet.

Eine zeitliche Hypersalinität zeigen nach F. VON HUENE (1941) Pseudomorphosen von Gipskristallen an.

<sup>4)</sup> In älteren Arbeiten ist auch die Bezeichnung „Tormalini“ oder „Turmalinit“ zu finden.

Nach P. ELTER, G. GIGLIA, A. RAU & M. TONGIORGI (1966) sind die „Scisti verdi“ von den „Quarziti verdi“ stets im Südosten der Pisaner Berge durch 1—2 m mächtiges violettes Quarzkonglomerat getrennt. Dennoch scheint es mir besser, beide als eine Formation zu behandeln, da sich diese grünen Quarzite petrographisch nicht von denen der „Scisti verdi“ unterscheiden, sondern lediglich in höheren Teilen der Formation die grünen Quarzite, dickbankiger und auch schräggeschichtet, überwiegen, während die grünen Phyllite zurücktreten.

Diese „Quarziti verdi“ gehen ganz allmählich und mit vielen Repetitionen in die „Quarziti bianca rosa“ über. Sie sind weiß bis bräunlich rosa gefärbt und dickbankig, getrennt durch grüne oder graue Phyllitlagen. Ursprünglich waren es sehr feinkörnige Sandsteine mit vereinzelt Grobsandsteineinschlüssen. Diese Aussage ist zulässig, da die tertiäre Metamorphose in keinem Falle die Sedimente derart überprägte, daß eine weitgehende Neuordnung des Gefüges vorliegt. Gerade der Kontakt der Grobsandsteine zu den liegenden Phylliten ist durch Aufarbeitungserscheinungen gekennzeichnet, am häufigsten durch Tonflatschen („mud pebbles“) an der Basis der Quarzite. Durch eingelagerte feine Serizitbänder erscheinen die feinkristallinen Quarzite meist gestreift. Petrographisch gesehen sind keine wesentlichen Unterschiede zu den anderen Quarziten, nur der Feldspatgehalt ist gering.

Die „Quarziti viola zonate“ stellen das höchste Schichtglied der „Formazione quarzifica di M. Cimone — M. Serra“ dar. Sie sind eine Wechsellagerung von hellen Quarziten mit violetten, hämatitreichen Phylliten, die sich sogar noch im Dünnschliff beobachten läßt. Auf Grund der Tetrapodenfährten muß man diese Sedimente als kontinental-lagunär entstanden betrachten, marine Lamellibranchiaten kommen nur noch in den „Quarziti bianco rosa“ vor; für Emersionen sprechen Trockenrisse und Regentropfeneindrücke, Rippelmarken sowie Fließmarken für marin-lagunäre Verhältnisse. Stellenweise können die Quarzite in diesem Schichtglied derart zurücktreten, daß nur violette Phyllite die Abfolge bilden wie z. B. am Westhang des M. Verucano bei C. Focetta.

Der Übergang von den „Quarziti viola zonate“ zu den „Grezzoni“-Dolomiten des Nors wird entweder von Solutionsbrekzien oder von wenigen Metern eines mit detritischem Quarz verunreinigten gelblichen gebänderten Kalkes gebildet.

Insgesamt gesehen handelt es sich um ein ständig zugeschüttetes Becken, da Emersionszeichen nur lokal auftreten und größere Erosionsdiskordanzen ganz fehlen. Dem widerspricht nicht, daß seit den „Scisti verdi“ ein brackisches Mileu vorherrschte, sind doch zahlreiche Beispiele bekannt, daß Flachwassersedimente mächtige Tröge erfüllen können, solange Absenkung und Sedimentation gleich schnell verlaufen.

Betrachtet man die Sedimentabfolge in Hinblick auf Sedimentationszyklen als Anzeichen und Abbild epirogenetischer Bewegung (K. FIEGE 1952), so muß man feststellen, daß gute Beispiele für eine rhythmische Abfolge fehlen. Hinweise auf mehrere Großzyklen ergibt aber das Gesamtbild der Abfolge.

Außer der Basiskonglomeratfolge der „Anageniti grossolane“ treten in den „Anageniti minute“ und den „Quarziti bianco rosa“ wiederholt Grobschüttungen auf.

In Anlehnung an J. WOLBURG (1968) und F. KRÄMER & H. KUNZ (1969) kann man folgern: Eine primäre Senkungsphase im Becken und Hebungsphase des Sedimentliefergebietes ging rasch und gleichzeitig vonstatten, so daß die „Anageniti grossolane“ entstanden. Ein zweiter Zyklus nach J. WOLBURG würde mit einer Senkungsphase des Beckens beginnen, die durch die „Scisti violetti“ dokumentiert werden, die anschließende „Superfusionsphase“ (J. WOLBURG) oder Hebungsphase nach F. KRÄMER & H. KUNZ wären die „Anageniti minute“.

Der dritte Zyklus würde mit einer Senkungsphase (Scisti verdi) beginnen und mit einer „Wechselfolge“, den Quarziti verdi, zur „Superfusionsphase“ der „Quarziti bianco rosa“ und „Quarziti viola zonate“ überleiten, die mit ihren Grobschüttungen in den „Quarziti bianco rosa“ die Haupthebungsphase nach F. KRÄMER & H. KUNZ anzeigen würden, während die „Quarziti viola zonate“ mit den Tetrapodenfährten gleich den Fährten sandsteinen des Buntsandstein in der abklingenden Hebungsphase sedimentiert wurden.

Ein weiterer Zyklus mit beginnender Senkungsphase würde bereits in karbonatischer Fazies vorliegen und zu den Grezzoni des Nors gehören.

Die Abnahme der Konglomerate und geröllführenden Sandsteine zum Hangenden des Gesamtprofils muß nicht auf eine nachlassende epirogenetische Tätigkeit hindeuten, sondern kann lediglich aussagen, daß die Liefergebiete nur eine bestimmte Menge klastischen Materials liefern konnten und schließlich erschöpft waren. Mit Ausnahme der polymikten „Anageniti grossolane“ liegt in den übrigen Psephiten und auch Psammiten eine vollständige Sortierung vor, die auf bereits umgelagertes Sedimentmaterial im Liefergebiet schließen läßt.

Wendet man sich nun der Schwellen- und Beckenrandfazies des Verrucano zu, so ändern sich die Verhältnisse wesentlich.

### 3.2. Die Apuaner Alpen

Hier ist der „Verrucano tipico“ minimal mächtig im zentralen Teil, da eine Abtragungsschwelle vorlag. Dennoch wird der gesamte Basalkomplex zum „Verrucano s. l.“ gestellt.

Dieser Basalkomplex (Abb. 1) besteht aus Phylliten und Quarzphylliten mit Albitblasten führenden Serizitquarziten und vereinzelt Albitchloritfelsen (ehemals basische Lagergänge?) von insgesamt mehr als 500 m Mächtigkeit. In Habitus und petrographischer Ausbildung entsprechen sie den „Filladi e Quarziti listate di Buti“.

Darin sind „Porfioidi“ und „Scisti porfirici“ durch ihre glasigen Quarzaugen (Metaquarzeinsprenglinge) in feinkristalliner Grundmasse, durch ihre Kompaktheit, Verwitterungsform und spärlichen Bewuchs gut im Gelände zu erkennen.

Es handelt sich um Metaquarzporphyre oder Metarhyolithe und deren Umlagerungsprodukte, sowie Metatuffe und Metatuffite. Die ursprüngliche Struktur und Textur ist durch die Metamorphose überprägt, so daß es unmöglich ist, zur Genese dieser Vulkanite exakte Aussagen zu machen. Meist sind die Umlagerungsprodukte, Metatuffe und Metatuffite nicht eindeutig voneinander abzugrenzen. Von den eigentlichen Metaquarzporphyren

unterscheiden sie sich, daß weniger feinkristalline Serizit-Quarz Grundmasse zwischen den größeren Quarzkristallen vorhanden sind. Sie sind als grobe Quarzphyllite — Serizit-quarzite anzusprechen. Dagegen zeigen die Metaquarzporphyre mehr oder minder zerbrochene und ausgewalzte Einsprenglinge von Quarz und Alkalifeldspat, letzterer meist ganz albitisiert oder serizitisiert, freischwimmend in einer feinkristallinen Serizit-Quarz-Grundmasse. Die Unterscheidung zwischen „Porfroidi“ und „Scisti porfirici“ ist nur vom Maß der tektonischen Durchbewegung abhängig. Dennoch können Zonen existieren, in denen eine tektonische Überprägung nicht stattfand (Abb. 2).

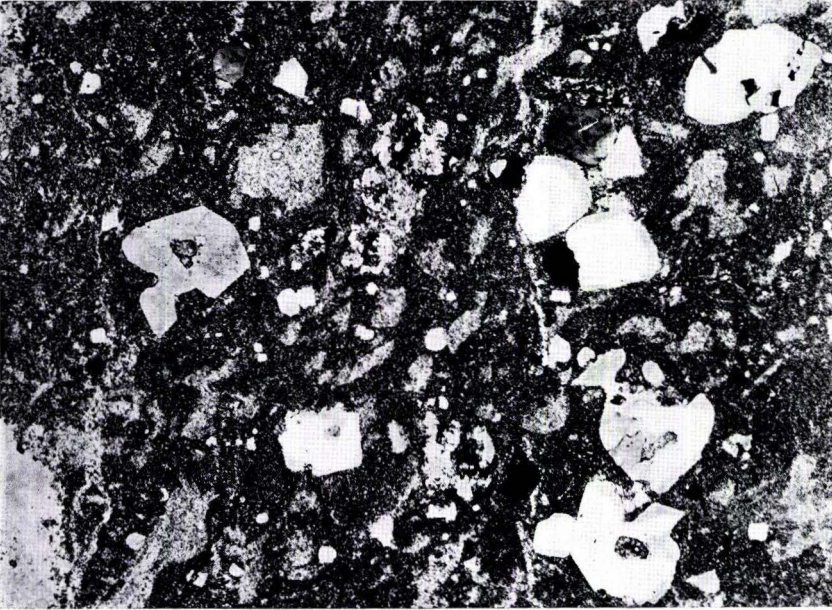


Abb. 2. Serizitisierter Quarzporphyr, Apuaner Alpen, aus der Schuppenzone von Stazzema bei Molino D'Angino (Dünnschliff-Foto Nic. t, Vergr. 10 ×).

Eine klare Abtrennung dieser Porphyroide, groben Quarzphyllite und Serizitquarzite von tieferen Quarzphylliten und Quarziten durch einen „Leithorizont“ ist nicht möglich.

Die Porphyroide<sup>5)</sup> selbst treten entweder als stockförmige Körper wie bei Gronda, oder als Linsen und Kissen mit einer eher flächenhaften Ausdehnung auf. Die Hauptvorkommen der lagigen Porphyroide liegen aber nicht am Beginn dieser vulkanodetritischen Serie, sondern wie aus den Säulenprofilen (Abb. 3) hervorgeht, liegen unter dem Hauptlager häufig geringmächtige Porphyroidlagen, ja die ersten Anzeichen für den Beginn einer solchen Serie sind Quarzite, die Quarzhexaederbruchstücke und korrodierte Quarze führen, wie im Profil bei Levigliani (Abb. 3).

<sup>5)</sup> Porphyroide = sichere Metavulkanite (Subvulkanite, Extrusiva einschließlich Tuffen).

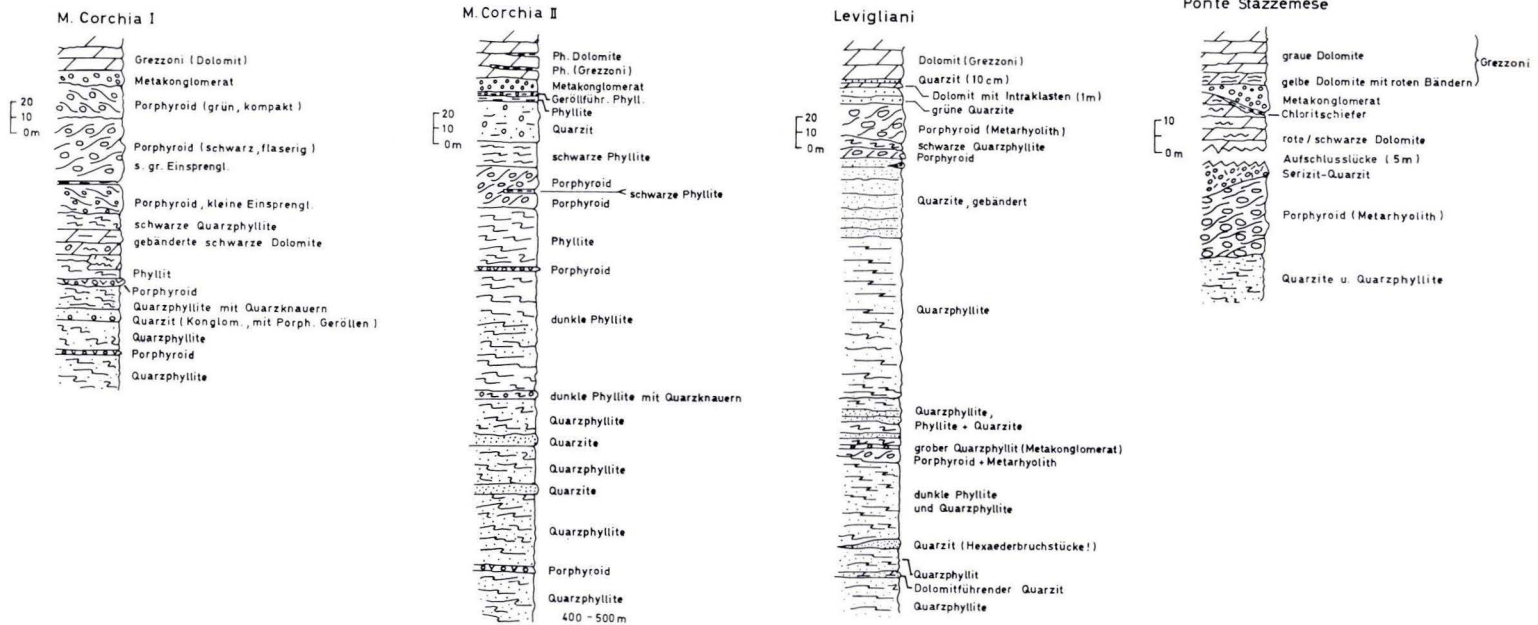


Abb. 3. Schichtenfolge des Paläozoikums und des Verrucano im Autochthon der Apuaner Alpen.



Tektonische Diskordanzen stehen ebenfalls nicht am Beginn der Porphyroid-Folge. Man muß annehmen, daß sie sich aus den basalen Quarzphylliten kontinuierlich entwickelt. Bemerkenswert sind einige Dolomitlinsen mit flaseriger Schichtung, die unter den Porphyroiden liegen und in der Literatur als „Calcarea ad Orthoceras“ beschrieben sind, da in ihnen einige Orthocerenreste gefunden wurden. Bei Altersangaben ist man auf Spekulationen angewiesen. Da die „Porphyroide“ unter dem „Verrucano tipico“ liegen, wie man im Folgenden sieht, und die meisten Porphyre der variskischen Ära im mediterranen Raum dem Perm angehören, kann man folgern, daß sie ebenfalls diesem Zeitraum entstammen. Ihre Metamorphose ist aber erst tertiären Alters. Den Namen „Verrucano“, sei es auch durch Beifügung von „sensu latu“, sollte man für sie nicht mehr anwenden, um Verwirrungen zu vermeiden.

Stattdessen schlage ich den Namen „vulkano-detritische Porphyroid-Serie“ („Seria vulcano-detritica dei Porfiroidi“) vor.

Über dieser vulkano-detritischen Serie liegen diskordant unterschiedliche Abfolgen.

1. Ponte Stazzemese (Abb. 3) ein Serizit-Quarzit-Metakonglomerat; rote und schwarze geflaserte und gebänderte Dolomite und bunte Marmore; lokal eine dünne Chloritschieferlage; ein Aufarbeitungsmetakonglomerat mit Komponenten aus dem unmittelbar Liegenden; Dolomite vom Grezzonityp (Nor).
2. Bei Levigliani (Abb. 3) geringmächtige grüne Quarzite, die in die Dolomite vom Grezzonityp abrupt übergehen.
3. Am M. Corchia (Abb. 3) eine lokale Phyllitlage, ein Aufarbeitungskonglomerat – fanglomerat mit phyllitischer Matrix und zahlreichen Geröllen der roten Dolomite von Ponte Stazzemese; Grezzoni-Dolomite, deren unterste Bänke noch durch dünnen Phyllitlagen voneinander getrennt sein können.
4. Unterhalb Vinca im T. Lucido (Abb. 4) Grezzoni-Dolomite folgen direkt über Quarziten und Quarzphylliten. Die Dolomite zeigen basal eine starke Quarzgeröllführung, die lagenweise zu dolomitisch gebundenen Konglomeraten führt. Desgleichen sind synsedimentäre Dolomitbrekzien und phyllitreiche Zwischenlagen häufig.  
Sofern die Korngröße der allochemen Klaster auf die Grobsandfraktion absinkt, treten albitisierte Perthite auf.
5. Gronda (Abb. 5): Hier existierte zwischen den Porphyroiden und den Grezzoni-Dolomiten noch nicht einmal 1 m Quarzphyllit mit Quarzknuern (= Metageröllen).

Offensichtlich fehlt hier ein Verrucano tipico, wie er in den Pisaner Bergen vorkommt. Die oben skizzierten geringmächtigen Folgen müssen nach der Position seine Äquivalente in den Apuaner Alpen sein.

Eine eingehende Diskussion ist aber erst sinnvoll, wenn die Abfolgen im Westen der Apuaner Alpen, am M. Brugiana, bei Massa und an der Punta Bianca südlich Lerici beschrieben sind.

## Vinca / T. Lucido

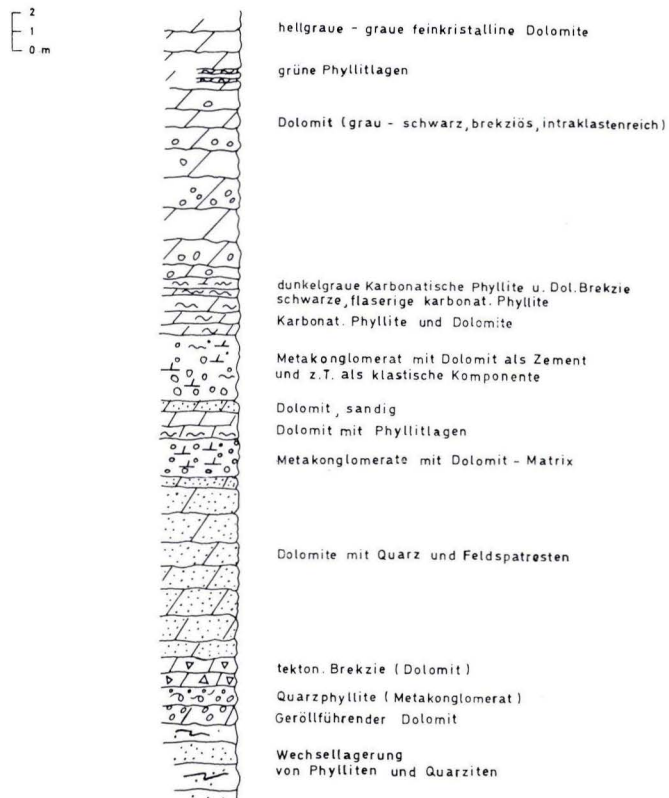


Abb. 4. Übergang von Quarzphylliten des Paläozoikums (?) zu Grezzoni (Nor).

### 3.3. Punta Bianca

Punta Bianca wird ein Felsvorsprung an der Südostspitze des Vorgebirges von Lericci genannt, weil er aus leuchtend weißem Marmor besteht. Das Vorgebirge ist ein Horst, dessen Gesteine nach WNW hin einfallen. So sind an der Steilküste die gesamten Schichten des „Verrucano tipico“ vom vermutlich paläozoischen Substrat bis in die norischen Kalke lückenlos aufgeschlossen (Abb. 6). Diesen Vorkommen wurde erst in jüngster Zeit Aufmerksamkeit geschenkt, da in den Marmoren Dasycladaceen des Ladins (Anis?) gefunden wurden (P. ELTER & P. R. FEDERICI 1964, P. R. FEDERICI 1965, P. R. FEDERICI 1966).

An der Basis liegen grüne und rote Phyllite und Quarzphyllite bzw. schwarze Ton-schiefer, die etwa mit den Phylliten des Basalkomplexes der Apuaner Alpen zu vergleichen sind, aber sie sind feinkristalliner und Kleinfalten fehlen, nur eine mehr oder minder intensive Schieferung ist vorhanden.

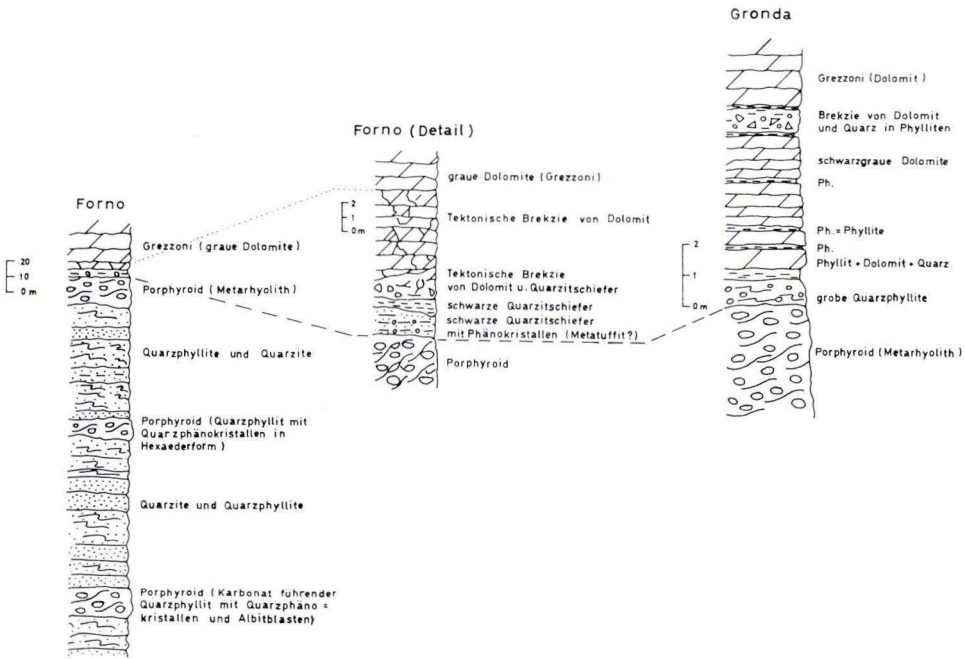


Abb. 5. Der Verrucano in der Schwellenzone der Apuaner Alpen  
 ----- Grenze Verrucano zu Vulkano-detritische Porphyroid-Serie.

Eine starke tektonische Verstellung zu den folgenden Basiskonglomeraten und Fanglomeraten des „Verrucano tipico“ ist nicht zu beobachten.

Diese Konglomerate sind an der Basis häufig eckig und kaum gerundet. Der Rundungsgrad nimmt im ansteigenden Profil zu und der Durchmesser der Gerölle ab. Als Komponenten überwiegen Milch-Quarzgerölle und Quarzphyllite, die beide nicht direkt dem Liegenden entstammen. Auch die sehr charakteristischen Turmalinolite sind vorhanden. Im übrigen gleichen die Konglomerate jenen Anageniti grossolane der Pisaner Berge. Bemerkenswert sind die Einschaltungen von Sandsteinlagen, die in eine Wechsellagerung mit den Grobhorizonten übergehen und dann Schritt für Schritt in Sandsteine und dunkle Tonschiefer überleiten.

Die schwarzen Tonschiefer nehmen dann statt der Sandeinschaltungen dunkle Kalke, die braun anwittern, auf. Sukzessive verringern sich die Tonschieferinlagerungen, zuletzt sind es nur noch einige cm-dicke, rot oder grün gefärbte Bänder von „Kalk-Phyllit“, zugleich wechselt die Farbe der Kalke von dunkelgrau zu braun und schließlich schneeweiß. Diese schneeweißen Kalke sind dann schon mit bloßem Auge kristallin, so daß man sie als Marmore bezeichnen muß. Der Wechsel von den Konglomeraten zu den weißen Marmoren vollzieht sich innerhalb 50 m. Bereits in den braunen Kalken findet man die ersten Diploporen. Nach Angaben von M. LEMOINE, so in P. ELTER & P. R. FEDERICI (1964), liegt eine *Dasycladacea anullata* mit folgenden drei Möglichkeiten von: *Diplopora uni-*



Abb. 6. Der Verrucano an der Punta Bianca und in der Schuppenzone von Massa.

*versalis* PIA (möglich), *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL (wenig wahrscheinlich), und *Diplopora annulatissima* PIA (sehr wahrscheinlich). Diese Diploporen werden in anderen Regionen aus Schichten mit Anis-Ladin-Alter beschrieben. Eine genaue Altersbestimmung ist deshalb schwierig, da bei der Umkristallisation der Kalke die Feinstrukturen verloren gingen, so daß Dünnschliffe zur Bestimmung nutzlos sind, sondern die Bestimmung kann lediglich an angewitterten Stücken vorgenommen werden.

Mit den gleichen Schwierigkeiten ist eine exakte Bestimmung von kleinen Gasteropoden behaftet (FEDERICI 1966), die in der Literatur vorwiegend aus dem Ladin und Karn beschrieben werden.

Man kann aber trotz aller Unsicherheiten feststellen, daß der Verrucano an der Punta Bianca der mittleren Trias angehört und äquivalent dem Verrucano der Pisaner Berge ist. Die nun folgenden ca. 25 m mächtigen weißen Marmore sind ohne Bänderung oder Schichtung, man ist auf Grund der Diploporenfunde versucht, sie als Algenriffkalke zu deuten. Sie werden von einer 10—15 m mächtigen Marmorbrekzie mit Erosionsdiskordanz überlagert. Die Brekzienkomponenten sind durch die Tektonik gelängt und schwimmen in einer Grundmasse von roten Phylliten. 3 m rote Phyllite trennen diese Brekzie von einer 5—8 m dicken Prasinitlage. Der Prasinit ist ein sehr dichter Chloritschiefer, der im Dünnschliff außer Chlorit, braunen Oxichlorit (CHATTERJEE 1966), helle Glimmer, Quarz und kleine neugebildete Albitkristalle enthält. In dieser feinkristallinen Grundmasse treten größere Quarze oder Quarznester (Einsprenglinge?), Reste von albitisierten und serizitisier-ten Plagioklaskristallbruchstücken, Kalzit in Mandeln und Erz auf.

Röntgendiffraktometeraufnahmen wiesen außer 2M Muskowit und Fe-reichem Chlorit reichlich 2M-Paragonit nach, aber keinen Serpentin.

Die Texturreste und der relative Na-Reichtum, der sich in der Anwesenheit von Paragonit und Albit manifestiert, lassen einen Spilituff als Ausgangsgestein vermuten. Eine aquatische Ablagerung ist wahrscheinlich, denn über dem Prasinit folgen wieder 10 m rote Phyllite (feinkristalline Hämatit führende Chlorit-Serizit-Schiefer) und dann schalten sich freischwimmend in den roten Phylliten „Marmoraugen“ ein wie in der Brekzie direkt über dem Diploporenmarmor. Diese weißen „Marmoraugen“ können Kubikmeter große Blöcke bilden. FEDERICI (1965, 1966) fand auch in diesen Marmoren die genannten Fossilien und deutete die Marmore als in situ gebildete Kalkeinlagerungen, wies aber darauf hin, daß sich hier bereits tiefere Fossilhorizonte wiederholen, obwohl Inversionen oder Repetitionen der Abfolge ausgeschlossen seien (P. FEDERICI 1966, S. 1002).

Sicherlich sind tektonische Verschuppungen, die zu solchen Repetitionen führen könnten, auszuschließen, aber es ist möglich, daß triadische Hebungen eine submarine Erosion der Diploporenkalke anregten und der Abtragungsschutt an anderer Stelle über den Diploporenkalken abgesetzt wurde. Denn die in den roten Phylliten liegenden Blöcke weisen lateral keine kontinuierlichen Übergänge zu den roten Phylliten auf, sondern gehen abrupt in diese über. Es steht hier eine Brekzie an ebenso wie direkt über dem Diploporenmarmor. Die Tatsache, daß die einzelnen Brocken wie Rosinen im Teig frei schwimmen, deutet darauf hin, daß der Transportmechanismus für diese Brekzien ein „mudflow“ oder ein „Olisthstrom“ war. Ich bezeichne deshalb diese Riesenkrekzie als „olisthstromatische Einschaltung“.

Die roten Phyllite überlagern auch noch die „olisthostromatische Einschaltungen“ und gehen allmählich in eine konglomeratische Wechselfolge von Siltsteinen, Sandsteinen und geröllführenden Tonsteinen oder Sandsteinen über. Letztere sind wie die „Anageniti minute“ in den Pisaner Bergen ausgebildet. Ohne exakte Grenze geht diese Wechselfolge in helle Quarzite über, die am Top zum *Calcare cavernoso* und zu den norischen Kalken der „Formazione ad *Avicula contorta*“ hin Gipseinlagerungen enthalten. Der *Calcare cavernoso* ist hier ein Solutionsbrekzienkalk, der auf Gipsauslaugungen zurückzuführen ist.

### 3.4. Die Schuppenzone von Massa (M. Brugiana)

Die Schuppenzone von Massa schließt westlich an das Autochthon der Apuaner Alpen an. Ursprünglich von R. STAUB 1932 als tektonisches Element betrachtet, ist man von italienischer Seite geneigt, sie als Fazies-Schuppe oder Teildecke zwischen dem Autochthon und der „Falda toscana“ aufzufassen.

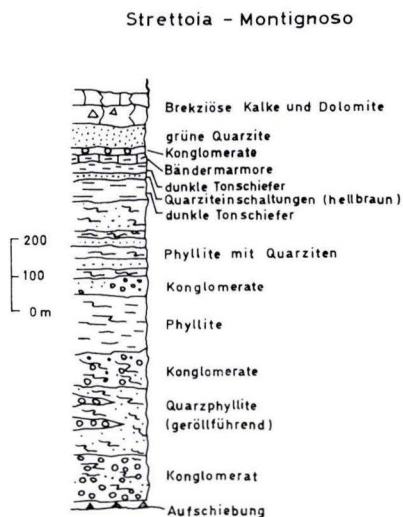
Stratigraphisch besteht sie in der Umgebung von Massa, soweit sich die lithologischen und tektonischen Gegebenheiten interpretieren lassen, nur aus „Verrucano tipico“, von den „Anageniti grossolane“ bis zu den Karbonaten des Nor.

Die Ausbildung ist identisch mit jener an der Punta Bianca, wird aber kompliziert durch zahlreiche Verschuppungen. Am M. Brugiana lassen sich die verschiedenen Schuppen sehr gut auskartieren, da alle im Niveau der Doploporenkalke, die hier als weiße Marmore vorliegen, angeschnitten sind (W. WACHSMUTH 1966). Weiter nach Süden bis Strettoia hin tritt der weiße Marmor nur in einer schmalen Zone am Gebirgsrand auf. Scheinbar liegt hier eine kontinuierliche Abfolge vor (R. NARDI 1963), aber Metakonglomeratzüge, die sich vom M. Brugiana nach Süden verfolgen lassen, stellen diese Annahme in Frage. Typisch für den Aufbau der Serie sind von unten nach oben (Abb. 6 u. 7):

1. Grobe Metakonglomerate an der Basis.
2. Quarzite mit subaquatischen Gleitfalten (Presca d'acqua südl. Massa).
3. Dunkle Tonschiefer, die in eine Wechsellagerung von Tonschiefern und Dolomiten übergehen.
4. Kompakte weiße Marmore mit Metabrekzien (-konglomeraten) im Hangenden
5. Prasinite (nur am M. Brugiana häufig).
6. Feinkörnige Metakonglomerate (Strettoia).

Auch hier treten die Metabrekzien aus Marmor isoliert ohne Kontakt zum kompakten weißen Marmor, dem ehemaligen Riffkalk, auf, es läßt sich natürlich in dieser tektonisch stark beanspruchten Zone nur vermuten, daß hier eine „olisthostromatische Einschaltung“ vorliegt.

In den Prasiniten kann als Relikt von Diabasen oder Intrusiva ein ophitisches Gefüge noch vorhanden sein. In der Grundmasse von Chlorit liegen albitisierte Plagioklase, die stark mit Epidot, Zoisit und Serizit durchsetzt sind.



Ab.b 7. Der Verrucano ind der südlichen Schuppenzone von Massa

Die höheren Quarzite, Phyllite und groben Quarzphyllite (Metakonglomerate) sind in ihrem ursprünglichen Verband kaum erhalten und durch jungtertiäre und quartäre Störungen am Übergang zum Calcare cavernoso besonders häufig unterdrückt, so daß Mächtigkeitsangaben irrelevant sind.

### 3.5. Cerreto dell'Alpi

Dieses Gebiet liegt in der Hauptkette des Apennins unweit des Passo dell'Cerreto. BALDACCI et al. (1967) setzen dieses fragliche Verrucano Vorkommen in Beziehung zur Schuppenzone von Massa, und nehmen an, daß es an der Basis der „Falda toscana“ mitgeschleift wurde<sup>6)</sup>.

K. D. KRAMPE (1964) weist nach, daß hier an Störungszonen Trias-Gipse aufgestiegen sind, die Schollen von Metamorphiten (vermutliches Basement des „Verrucano tipico“) und quarzitischen Sandsteinen emporgeschleppt haben.

Die Sandsteine sind gut gebankt, von weißer, gelblicher, grünlicher, rosa oder grauer Farbe, und enthalten Schieferzwischenlagen. Alle Kontakte zu anderen Gesteinen sind

<sup>6)</sup> Diese Theorie setzt voraus, daß die äußerst mobilen Gipse an der Basis einer Decke über 100 km weit transportiert worden sind. Nach KRAMPE (1964) sind sie autochthon.

wegen des diapirischen Aufstiegs der Gipse tektonisch. In engem Konnex zu den Gipsen und Rauhdecken des Nor und zu den Metamorphit-Schollen ist eine Zuordnung zum Verrucano tipico möglich (L. TREVISAN 1955) aber nicht zwingend, da weitere Anhaltspunkte fehlen.

### 3.6. Verlauf der Verrucanosedimentation in der Nordtoskana

Ein regionaler Vergleich der verschiedenen Gebiete nördlich des Arno im zeitlichen Ablauf der Verrucanosedimentation erbringt folgendes:

Während die „Anageniti grossolane“ in den Pisaner Bergen, der Schuppenzone von Massa und der Punta Bianca abgelagert wurden, war das Zentralgebiet der Apuaner Alpen noch Abtragungsgebiet und wahrscheinlich Lieferant der Porphyrgerölle, da in den Apuaner Alpen die Porphyre (jetzt „Porphyroide“) häufig direkt unter der Transgressionsfläche liegen.

Die Hauptkomponente der Konglomerate sind gut gerundete Quarzgerölle, der geringe Einfluß des Substrats auf die Zusammensetzung der Konglomerate und die gute Rundung der Gerölle deuten auf reife Sedimente hin, die bereits umgelagert sind.

Eine weitere Senkung des Beckens schließt auch das Abtragungsgebiet der Apuaner Alpen ein, das von einem geringmächtigen geröllführenden, tonigen Sandstein (Serizitquarzit bei Ponte Stazzemese) bedeckt wird. Sogar die jüngeren Diploporenriffkalke reichen bis in die Apuaner Alpen, nicht aber ins Beckenzentrum (M. Pisano). Dort herrscht pelitische Sedimentation, da die Wassertiefen dort für die Algen-Kolonisation vermutlich zu tief waren. Die Absenkung des Troges führte stellenweise zu submariner Erosion mit Brekzien und olithostromatischen Einschaltungen, und regte auch eine lokale kurzfristige vulkanische Tätigkeit an (Prasinite an der Punta Bianca und am M. Brugiana). In der Folgezeit unterlag die Schwelle der Apuaner Alpen wieder der Abtragung, die die Riffkalke bis auf einige Reste wieder beseitigte (Ponte Stazzemese).

In den Becken führte diese stärkere Abtragung zu feineren Konglomeraten, den „Anageniti minute“. Damit endet ein zweiter vollständiger Zyklus im Sinne von J. WOLBURG.

Selbst der dritte Zyklus, der weitgehend nur „Psammite“ in der „Superfusionsphase“ bringt, ist in den zentralen Apuaner Alpen nicht vertreten, wohl aber in den anderen Gebieten.

Die erneute Absenkung und Übergang in die karbonatische Fazies vollzieht sich sowohl in den Becken als auch auf der Schwelle rasch und ohne bedeutende Sedimente einer karbonatisch-klastischen Wechselfolge. Einschaltungen von Phylliten oder Geröllen (Vincina) sind maximal bis 20 m über der Basis anzutreffen.

Da nun im Autochthon der Apuaner Alpen das Karn, der quarzitische Verrucano tipico (Formazione Quarzitica di M. Cimone M. Serra) praktisch fehlt, und andererseits die Sedimente des Nors die Grezzoni mächtiger als in anderen Gebieten sind, nahm R. NARDI



(1963) an, daß ein großer Teil der Grezzoni bereits im Karn entstanden ist. Das ist aber unwahrscheinlich.

Die Hypothese ist vom Prinzip her schon anfechtbar, da keine biostratigraphische Stufe in allen Regionen durch Sedimente gleicher Mächtigkeit vertreten ist. Außerdem ist die ursprüngliche Mächtigkeit des ebenfalls norischen *Calcare cavernoso* nicht bekannt, da dieser aus den Solutions- und Einsturzbrekzien einer Anhydrit-Karbonat-Serie besteht. Entwickelt man dennoch diese Hypothese logisch weiter, wobei man davon ausgeht, daß die Geröllführung in den Dolomiten besonders bei Vinca den „Anageniti minute“ entspricht, so sind auch im weiteren Verlauf der karnischen Sedimentation Wechselbeziehungen zu den nahe gelegenen klastischen Sedimentationsarealen zu erwarten. Solche Einschaltungen von Phylliten oder größeren, detritischem, allochemem Material reichen aber nur bis 20 m in die Grezzoni hinauf (Abb. 4) und würden dann dem Karn noch angehören, aber damit wären nicht die großen Mächtigkeiten (500—600 m) der Dolomite im Nor reduziert.

Zusammenfassend kann man für die Verrucano-Vorkommen in der Nordtoskana feststellen:

Sowohl eine Beckenfazies (M. Pisani) als auch eine Schwellenfazies mit häufigen Erosionsphasen (zentrale Apuaner Alpen) ist ausgebildet. Eine intermediäre Stellung nehmen die Gebiete an der Punta Bianca und in der Schuppenzone von Massa ein. Infolge ihrer Diploporenriffe (Barriereriff um die Schwelle?) und der geringeren Gesamt-Mächtigkeit des „Verrucano tipico“ liegt es nahe, hier eine Beckenrandzone zu vermuten.

Die Erosionsdiskordanz submariner Brekzien und olisthstromatische Einschaltungen zeigen, daß es eine tektonisch sehr mobile Zone, etwa ein Abbruch von der Schwelle ins Becken, war (Abb. 8).

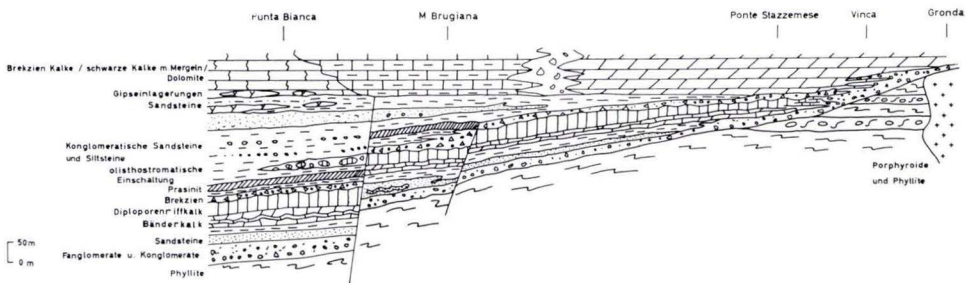


Abb. 8. Schematisches paläogeologisches Profil z. Z. der Obertrias zwischen den Apuaner Alpen und dem Golf von La Spezia.

Die Schwelle der Apuaner Alpen gehörte nach den Vorkommen von Cerreto dell'Alpi zu urteilen, nicht zum Festland, sondern war eine Insel. Diese paläogeographische Interpretation geht davon aus, daß zwar Überschiebungen in den Toskaniden stattgefunden haben, daß aber eine weiträumige Deckentektonik zwischen den Toskaniden I und den Toskaniden II, welche entsprechend der Hypothese der Pisaner Schule eine große Faziesdecke bilden, nicht vorliegt (Abb. 9).

### 3.7. Die Verbreitung der Verrucano-Vorkommen in der Südtoskana

Von den zahlreichen oft sehr kleinen Vorkommen genügt es, einige zu beschreiben, um einen Überblick zu gewinnen.

Interessant sind vor allem die Vorkommen bei Iano (in der Nähe von Volterra), Valle di Farma in dem Verrucanogebiet von Roccastrada-Monticiano süd-westlich Siena, die Halbinsel des M. Argentario und die M. dell'Uccellina in der Provinz Grosseto.

Zentral zu diesen Vorkommen (Abb. 10) liegen Boccheggiano, Lardarello, Frassine und Gavorrano. Sie sind durch Untertageaufschlüsse in Bergwerken und durch Untersuchungsbohrungen besser bekannt, als die kleinen Aufschlüsse es vermuten lassen. In dem gesamten Gebiet wurden ausschließlich Phyllite angetroffen mit Mächtigkeiten bis zu 1000 m, die Einlagerungen von Anhydrit und Dolomit enthalten können.

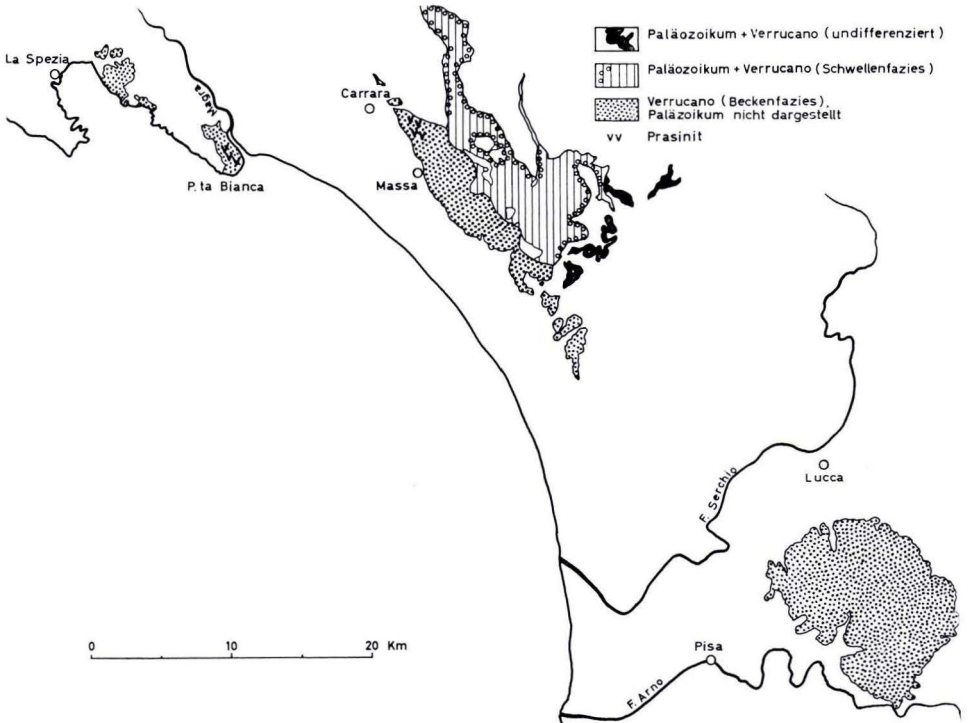


Abb. 9. Geographische Verteilung der Becken- und Schwellenfazies des Verrucano in der Nordtoskana.

Der tertiäre Magmatismus wandelte den Anhydrit und Dolomit häufig in einen Kalksilikatskarn um (L. VIGHI 1966). Das Liegende der Verrucano-Phyllite ist nicht erhört. Dieses Gebiet, frei von grobklastischen Sedimenten war offensichtlich das Zentrum eines größeren Beckens in der Südtoskana umgeben von den Schuttkegeln der anderen Gebiete.

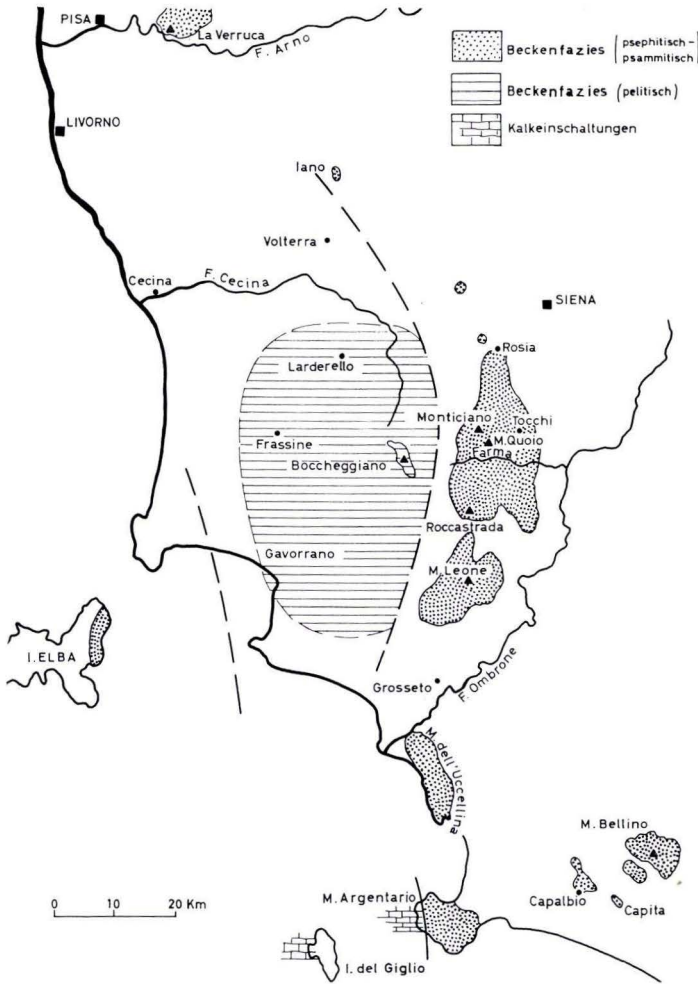


Abb. 10. Geographische Verteilung der klastischen Verrucanofazies in der Südtoskana.

### 3.8. Iano

Dieses Vorkommen liegt 15 km nördlich Volterra und ist nur 2,5 km<sup>2</sup> groß. Dennoch bietet es ein vollständiges Schichten-Profil durch den Verrucano. An der Basis des Profils (Abb. 11) liegen Siltsteine und Sandsteine des Karbons, deren Alter durch Florenfunde belegt ist (Horizont 1 + 2 nach R. MAZZANTI 1961). Die konkordant darüber liegenden Serizit-Quarzite, ca. 5 m mächtig, kann man als Umlagerungsprodukt von Porphyren betrachten (Horizont 3 nach R. MAZZANTI 1961) und sind noch nicht zum Verrucano tipico zu zählen, da über ihnen ebenfalls konkordant erst die typischen Quarzkonglomerate liegen, die den Beginn des Verrucano anzeigen. Sie setzen sich im wesentlichen aus

Quarzgeröllen von unterschiedlichem Durchmesser zusammen, daneben Geröllen von Turmalinolit und rosa Quarzit-Sandstein, wie es in den quarzitischen Zwischenlagen vorkommt. Die Geröllpackung ist meist nicht so dicht wie in den Angeniti grossolane der Pisaner Berge, sondern eher locker wie in den Anageniti minute.

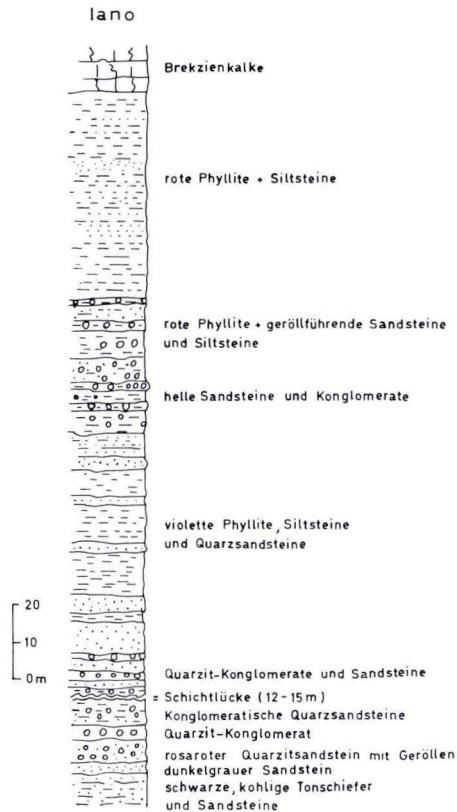


Abb. 11. Der Verrucano bei Iano, z. T. nach R. MAZZANTI (1961).

Wenn auch eine klare Gliederung schwer fällt, so liegt doch sicher über den Konglomeraten im unteren Teil zunächst eine quarzitische Sandsteinsfolge und dann nochmals eine Konglomerateinschaltung. Darüber folgen dann im wesentlichen tief-rote bis violette Tonschiefer (Phyllite). Das Hangende ist die „breccia di Tocchi“<sup>7)</sup> eine Kalkbreccie mit Quarzit und Quarzgeröllen sowie Chlorit-Phyllit-Bruchstücken, sowie die Kalkbreccien und Rauhwacken des *Calcare cavernoso*.

### 3.9. Valle della Farma

Diese Schlucht zieht quer durch das größte Verrucano-Vorkommen der Toskana und liegt südwestlich von Siena. Wegen seiner dichten *Macchia* und komplizierten Tektonik

<sup>7)</sup> Bedeutung dieses Begriffes s. S. 39.

sind Einzelheiten bisher kaum bekannt, denn zahlreiche Bruchschollen zerlegen diese Antiklinale oder Aufwölbung (ruga).

Das Karbon besteht aus Schichten des oberen Visé, die, mit einer Sedimentationslücke im unteren Oberkarbon, bis ins untere Perm reichen (T. COCOZZA 1965). Es ist an einigen Stellen gefaltet, an anderen liegt es konkordant unter den hellen Quarzkonglomeraten des Verrucano (Abb. 12). Der untere Verrucano besteht hier aus einer Folge von hellen Quarzkonglomeraten in quarzitischen Sandsteinen bzw. Quarziten. Es konnten an mehreren Stellen 2 Doppelbänke dieses Konglomerats beobachtet werden, das außer Quarzgeröllen vorwiegend Quarzitgerölle und die charakteristischen Turmalinolitgerölle enthält. Dann folgen Quarzite und eine Wechselfolge von Quarziten und Phylliten, bis schließlich Siltsteine (Quarzphyllite) und Phyllite überwiegen. Darin sind häufig helle Konglomerate (dichte Packung der Gerölle), konglomeratische Tonsteine („pebbly mudstones“), z. T. mit Tonsteingeröllen, eingeschaltet. Die Farben sind überwiegend dunkelrot bis violett.



Abb. 12. Der Verrucano im Valle della Farma.

Bei Ferriere im T. Farma wurden große Blöcke eines Konglomerats gefunden, das Gerölldurchmesser bis über 30 cm aufwies. Es war weder sortiert noch klassiert, enthielt auch verfestigte rote Siltsteine, und die Komponenten berührten sich in der Grundmasse eines violetten Siltstein nur an wenigen Punkten. Ebenso war der Rundungsgrad sehr unterschiedlich. Ein derartiges Konglomerat kann nur von einem „mudflow“ transportiert worden sein. Die Größe der Blöcke läßt einen weiten Transport nicht zu, aber auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse wurde es nicht anstehend gefunden. Dennoch kann man sicher sein, daß diese Blöcke wegen ihrer Größe und Zusammensetzung sowie der schwachen Metamorphose nur aus dem Verrucano des Valle della Farma stammen können.

Zum Top des Verrucano schalten sich unterschiedlich mächtige, (2—20 m), helle — grünliche Quarzite, z. T. mit Kreuzschichtung, in die violetten Phyllite ein.

Der Übergang zum „Calcare cavernoso“ ist fast immer tektonisch überprägt oder verschüttet. Die tektonischen Ursachen sind entweder jung-tertiäre Störungen oder eine

Translation beider Gesteine. Denn offensichtlich vermochten die Quarzite und Phyllite einer Faltung von wesentlich kleinerer Phase und Amplitude folgen als die starren massigen Kalke, die deshalb gewöhnlich zu Schollen zerbrachen und nur Aufwölbungen folgten. Dabei scheinen sich Formen ähnlich den Kofferfalten des Schweizer Jura gebildet zu haben. Gerade an den steilstehenden Schenkeln setzten dann die jungtertiären Störungen durch.

So ist der Übergang zur Karbonat-Serie der Obertrias nur bei Tocchi als „formazione di Tocchi“ bekannt geworden. Es ist eine Wechsellagerung von grünen Phylliten (20—30 cm mächtige Lagen) mit 5—20 cm mächtigen rosa Dolomitbänken, keine Kalke wie R. SIGNORINI (1966, S. 59) behauptet. Die Dolomite sind stark geklüftet und zerbrochen und mit Kalzit bzw. bei dünnen Lagen mit Phylliten verfüllt. Der Dolomit ist sehr feinkristallin (0,005 mm) mit vereinzelt Pellets und Sparit + Biosparit-Intraklasten. U. d. M. kann man die Intraklasten angereichert über den Erosionsdiskordanzen beobachten.

Über dieser Wechselfolge liegt ein Kalkbrekzie, die noch Phyllitbruchstücke enthält. Sie wird „breccia di Tocchi“ genannt und sollte als „Solutionsbrekzie“ nach L. TREVISAN (1955) theoretisch nur aus Phyllitbruchstücken bestehen. Das ist aber bei Tocchi nicht der Fall. Diese Brekzienart kann aber bei einer Translation aus den obengenannten Gründen auch tektonisch an der Grenze Phyllite-Calcare cavernoso entstanden sein und ist bisher nicht beachtet worden, sondern ebenfalls als „breccia di Tocchi“ mit ihrer strengen genetischen Bedeutung beschrieben worden.

Meist fehlt die „formazione di Tocchi“, und das Hangende des Verrucano ist dann der Calcare cavernoso.

### 3.10. Monti dell'Uccellina

Hier ist nur der obere Verrucano aufgeschlossen. Dieser ist aber im Unterschied zu den Gebieten bei Iano, Valle della Farma und Roccastrada nicht pelitisch, sondern psammitisch-psephitisch. Er besteht aus glasigen Quarziten und Quarz-Konglomeraten, mit den bereits beschriebenen rosa Quarzgeröllen in violetter Matrix. Unter dem Calcare cavernoso liegen nur maximal 80—100 m grüne und rote Phyllite mit Einschaltungen eines feinkörnigen, dünnplattigen, hellen Quarzits.

### 3.11. Monte Argentario

Das Paläozoikum unter den Basiskonglomeraten steht nur in einem verfallenen Stollen an. Es ist aber nicht fossilbelegt, sondern seine petrographische Ausbildung (Subgrauwacken nach A. LAZAROTTO et al. 1964) spricht für Karbon.

Der Verrucano beginnt mit den bekannten Quarzkonglomeraten, die in quarzitisches Sandsteine und violette Phyllite übergehen. Dann folgen wieder feinkörnigere Quarzkonglomerate, in denen verschiedentlich „graded bedding“ beobachtet werden kann. Im höheren Verrucano überwiegen dann grüne Phyllite (Abb. 13).

Dies ist aber regional verschieden, denn im Südwesten der Halbinsel liegen auch direkt unter dem *Calcare cavernoso* noch Quarzite und Konglomerate im Wechsel mit violetten Phylliten.

#### M. Argentario

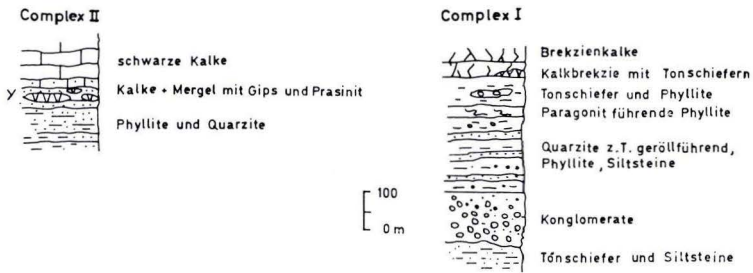


Abb. 13. Der Verrucano am M. Argentario nach A. LAZZAROTTO et al. (1964).

Im Westen dagegen tritt besonders an der Cala Grande „Prasinit“ (teilweise in Albit und Chlorit umgewandelter Gabbro, Diabas, Ophiolit) in den Quarziten und hier grünen Phylliten auf. Hinzu kommen Gipslinsen. Die Phyllite können wie an der Punta Bianca 2M-Paragonit enthalten. Der Übergang zu den Karbonaten des Nor-Räts, es sind schwarze Kalke, geht im Westen kontinuierlich in der Weise vor, daß sich die Phyllitlagen zwischen den Kalkbänken ständig verringern. Dieses Wechsel Kalk — Phyllit kann sich über 20—50 m im Schnitt erstrecken. Er ist vergleichbar mit der „Formazione di Tocchi“.

#### 4. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Der Verrucano tipico nach L. TREVISAN (1955) läßt sich nach seinen lithologischen Merkmalen in der gesamten Toskana exakt von anderen Formationen trennen.

Den Beginn der Verrucanosedimentation bilden grobe Quarzkonglomerate mit sehr typischen schwarzen Turmalinolitgeröllen.

Die rosa Quarze sind dagegen im gesamten Verrucano vertreten. Bei größeren Geröllen ist es sehr deutlich nur eine rosa gefärbte Rinde, die einen Kontakthof zur violetten Matrix der Konglomerate bildet.

Diese „Anageniti grossolane“ werden eigentlich nur in den Pisaner Bergen abrupt von Peliten („scisti violetti“) überlagert, in allen anderen Gebieten aber vollzieht sich, wenn auch mit zahlreichen Repetitionen und stets in Wechselfolge miteinander, aber dennoch kontinuierlich ein Übergang von Psephiten und Psammiten und schließlich Peliten. In diese Pelite sind nur selten Karbonate (Diploporenkalke der Punta Bianca) oder Vulkanite (Prasinite der Punta Bianca und des M. Argentario) eingeschaltet, stets Konglomerate, die oft als Konglomeratische Siltsteine, Sand- und Tonsteine (pebbly mudstone) ausgebildet sind, lokal auch ein „graded bedding“ aufweisen. Hinzu kommt eine olistho-

stromatische Einschaltung und submarine Brekzien an der Punta Bianca bzw. Massa. Der obere Verrucano ist nur in der Nordtoskana und besonders in den Pisaner Bergen als Quarzitfolge ausgebildet und kann als eigene Formation (Formazione Quarzitica di M. Cimone-M. Serra) ausgeschieden werden, in der Südtoskana ist dies nur in SW des M. Argentario möglich, denn sonst reichen die roten oder grünen Phyllite mit Konglomerateinschaltungen bis in den Übergang zur Karbonatfazies.

Gleichmäßig feinkörnige, helle Quarzite, dünnplattig oder dickbankig mit Kreuzschichtung, treten in allen Gebieten zum Top der Serie hin häufiger auf, sind aber weder ein Leithorizont, noch eine lithologisch derart markante Einheit, daß man sie von dem Verrucano völlig trennen könnte. Gips- und Anhydriteinlagerungen können im obersten Verrucano vorhanden sein.

Der Übergang zur Karbonatfazies ist entweder ein abrupter Wechsel von Phylliten und Quarziten zu massigen Dolomiten (Grezzoni) oder eine Wechsellagerung von Phylliten und Dolomiten (Tocchi) bzw. Kalken (M. Argentario). In dem Großteil der Gebiete ist der Übergang durch die posttriassisch entstandenen Solutionsbrekzienkalke des *Calcare cavernoso* nicht mehr in seinem ursprünglichen Zustand. Dadurch wird aber der höchste Verrucano kaum beeinflusst, da die oft zitierte „Breccia di Tocchi“ meist nur geringmächtig ist und oft auch tektonisch gedeutet werden muß.

Regional gesehen stellen fast alle Verrucano-Vorkommen Schuttkegel des Schelfs in ein Becken dar, dessen Zentrum im Gebiet um Boccheggiano lag. Dieses Zentrum weist eine pelitische Sedimentation mit halitischen Einschaltungen auf (Abb. 14). Dagegen haben die Vorkommen bei Punta Bianca und Massa durch die Diploporenkalke und Marmore Konnex zur Schwelle der Apuaner Alpen.

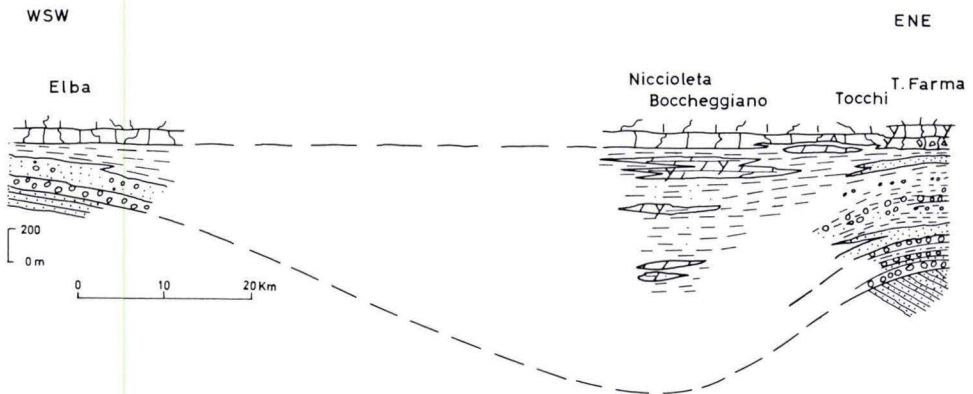


Abb. 14. Paläogeologisches Profil durch den Verrucanotrog der Südtoskana z. Z. der Obertrias (Signaturen wie Abb. 12).

Das Äquivalent des Verrucano ist dort stets weniger als 10 m mächtig und besteht aus nur einem phyllitischen Meta-Konglomerat, dessen Gerölle lokal auch noch in den untersten Grezzoni auftreten.



Emersionen und Erosionen haben sicherlich stattgefunden zur Zeit des Ladin-Karn, aber die Schwelle war lediglich eine Insel oder Halbinsel, nicht das nordöstliche Festland und Hauptlieferant der Sedimente, da noch im NE bei Cerreto dell'Alpi Verrucano-Vorkommen liegen.

Desgleichen ist Elba z. T. eine ähnliche Schwelle gewesen, da auch hier der Verrucano tipico zwischen den „Porphyroiden“ und den „Grezzoni“ fehlt (G. RAGGI et al. 1966).

Das Festland und die genaue Begrenzung des Troges sind nicht bekannt. Es handelte sich um ein marines Becken, das eine latente Neigung zur Hypersalinität aufwies (Anhydritbildung) und während des Ladins über die Punta Bianca und Schuppenzone von Massa eine Verbindung zum offenen Meer hatte, wie die dortige Biofazies beweist.

Ein großzyklischer Ablauf in der Sedimentation des Verrucano läßt sich zwar in den Pisaner Bergen definieren, nicht aber in der Südtoskana und ist auch nicht das Charakteristikum des Verrucano. Vielmehr ist es wichtig von den basalen Transgressionskonglomeraten der „Anageniti grossolane“ die höheren „Anageniti minute“ zu trennen. Sie sind feinklastische Konglomerate und häufig als „pebbly mudstone“ ausgebildet oder besitzen ein „graded bedding“. Hinzu kommen Gleitfaltungen, submarine Brekzien, olisthostromatische Einschaltungen und intraformationale Tonstein-(Siltstein-)Konglomerate. Diesen Grobhorizonten liegt ein ganz anderer Transportmechanismus zugrunde als den Aufarbeitungskonglomeraten des Küstenbereichs, wie sie von den „Anageniti grossolane“ dargestellt werden. Die den Transport bedingenden Fließbewegungen können in diesem Falle vom „plastic flow“ (syndimentäre Gleitfaltung) über tixotropes und viskoses Fließen bis zum Grenzbereich des Suspensions-Fließens gereicht haben. (K. J. REUTTER 1965, K. GÖRLER & K. J. REUTTER 1968). Es sind mannigfaltige Vorstadien zum echten Suspensionsfließen, das sich in den Turbiditen manifestiert und meist nur in den mit einem steilen Relief versehenen Geosynklinaltrögen möglich war. Auslösendes Moment des Sedimentationsvorganges waren in beiden Fällen die Tektonik. In gewisser Weise ist also die alte Auffassung vom Verrucano als Präflyschstadium berechtigt, aber nur vom Standpunkt der Genese, niemals zeitlich gesehen, da sowohl in den Alpen und im Apennin, Obertrias und Jura durch neritische Karbonate gekennzeichnet sind.

Diese Grobeinschüttungen vom Typ der „Anageniti minute“ sind nicht an einen Horizont gebunden, noch nicht einmal in den Pisaner Bergen, und am wenigsten in der Südtoskana (M. dell'Uccelina, M. Argentario, Valle della Farma).

Will man also den „Verrucano in senso stretto“ anwenden, so stößt dies nicht nur auf kartiertechnische Probleme, sondern er ist auch genetisch und paläotektonisch gesehen keine logische Untergliederung.

Will man die paläogeographische Situation nach dem Vorschlag von R. TRÜMPY bei der Begriffsfassung „Verrucano“ berücksichtigen, so ist die Einbeziehung der Schwellenfazies der Apuaner Alpen schwierig, noch schwieriger aber die pelitische Beckenfazies bei Boccheggiano. Eine exakte Abgrenzung ist andererseits bei den lückenlosen Übergängen, die von der einen Fazies in die andere möglich sind, nicht zu verwirklichen.

Daher ist es besser den Verrucano tipico in seiner Bedeutung, die ihm L. TREVISAN 1955 gab, weiterzuverwenden, und die Abfolge aller klastischen Gesteine von den Psephiten und bis zu den Peliten unter Einschluß der vereinzelt Karbonate, Gipse, Anhydrite und Vulkanite, die von den mit deutlicher Sedimentationslücke auf Paläozoikum liegenden Transgressionskonglomeraten bis zu den massigen Karbonaten der Obertrias reichen, als Verrucano zu bezeichnen.

Statt den Namen „Verrucano tipico“ zu verwenden, sollte man R. TRÜMPY folgen und nur vom „Verrucano toscano“ sprechen. Denn er unterscheidet sich von den Verrucano-Arten der Alpen in seiner stratigraphischen Stellung und paläogeographischen Situation zu stark, als daß man ihn als typisch für den Gesamtbegriff erachten kann, der nur als ein reiner petrographisch-lithologischer Formationsbegriff mit bestimmten, geschilderten sedimentologischen Merkmalen aufrecht erhalten werden kann.

### Schriftenverzeichnis

- ARTHABER, G. v.: Die Terminetto Schichten der toskanischen Unterkreide im Pisaner Berglande. — N. J. f. Mineral. Geol. Pal., Abt. B, **77**, Stuttgart 1937.
- BALDACCI F., ELTER, P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO, A., NÄRDI, R. & TONGOIRGI, M.: Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo „Macigno“ dell'Appennino Settentrionale. — Mem. Soc. Geol. It., **6**, S. 213—244, 6 ff., 1 t., Pisa 1967.
- BORSI, S., FERRARA, G., RAU, A. & TONGIORGI, M.: Determinazione col metodo Rb/Sr dell' età delle Filladi e Quarziti listate di Buti (Monti Pisani). — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A, **73**, Pisa 1966.
- CANAVARI, M.: Due nuove località nel Monte Pisano con resti di piante carbonifere. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**, Pisa 1891.
- CHATTERJEE, N. D.: On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Italian Alps. — Contr. Mineral. Petrol., **12**, S. 325—339, Heidelberg 1966.
- COCOZZA, T.: Il Carbonifero nel Grupo Monticiano-Roccastrada (Toscana). — Ricerca Sc., Ser. 2, Rend., A, **8** (3), Roma 1965.
- DE BOSNIASKI, S.: Flora fossile del Verrucano nel M. Pisano. — Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat., VII/1890.
- M. Pisano: Nuove osservazioni sulla flora fossile del Verrucano nel M. Pisano. — Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat., 1894.
- DE STEFANI, C.: Osservazioni sulla carta geologica d'Italia pubblicata in occasione del Congresso di Bologna. — Boll. Soc. Geol. It., **1**, Roma 1882.
- Sulle serpentine italiane. Atti R. Ist. Veneto di Sc. Lett. ed Arti, Serie VI, **2**, Venezia 1884.
- Il Permiano nell' Appennino. — Boll. Soc. Geol. It., **6**, f. 1, Roma 1887.
- Gisement carbonifère dans le M. Pisano. — Bull. Soc. geol. France, S. F. XVIII, 1890.
- DE STEFANI, C.: Un nuovo deposito carbonifero sul Monte Pisano. — Atti Acc. Geogofili, Serie IV, **14**, Firenze 1891.
- Flore carbonifere e permiane della Toscana. — Pubbl. R. Ist. di Studi Sup. Prat. e di Perf., Firenze 1901.

- ELTER, P. & FEDERICI, P. R.: Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias medio nel promontorio orientale del Golfo de La Spezia. — *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, f. 2, Pisa 1964.
- GIGLIA, G., RAU, A. & TONGIORGI, M.: Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana Settentrionale. *Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Pisa 1966.
- FEDERICI, P. R.: Nuove conoscenze sulla stratigrafia del Trias medio di Punta Bianca (Golfo della Spezia). — *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**, f. 3, Pisa 1965.
- Gasteropodi ladinici nei calcari di Punta Bianca (Golfo di La Spezia). — *Riv. Ital. Paleont.* **72**, n. 4, pp. 999—1022, Milano 1966.
- FIGE, K.: Sedimentationszyklen und Epirogenese. — *Z. dt. geol. Ges.*, **103**, S. 17—22, Hannover 1952.
- FUCINI, A.: Sull'età e sulla posizione del Verrucano in Toscana. — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **19**, Pisa 1910.
- Fossili Wealdiani del Verrucano tipico del Monte Pisano. — *Paleont. It.*, **21**, Pisa 1915.
- Ragioni stratigrafiche e litologiche che convalidano l'età wealdiana del Verrucano tipico del Monte Pisano desunta dei fossili. — *Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat.*, ser. 5, **11**, Catania 1918.
- Studici geologici sul Monte Pisano. — *Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat.*, ser. 5, **14**, Catania 1925.
- Sulla scoperta di una flora wealdiana del Monte Pisano. — *Boll. Acc. Gioenia di Sc. Nat.*, f. 58, Catania 1928.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K. J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. — *Geol. Rdsch.* **57**, S. 484—514, Stuttgart 1968.
- HUENE, F. v.: Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Fossilfährten. — *Ecl. Geol. Helv.*, **32**, n. 2, Basel 1940.
- Saurierfährten aus dem Verrucano des Monte Pisano. — *Zbl. Mineral. Geol. Pal.*, Abt. B, 1940, n. 11, Stuttgart.
- Die Tetrapodenfährten im toskanischen Verrucano und ihre Bedeutung. — *N. Jb. Mineral. Geol. Pal.*, Abt. B, Beil. Bd. **86**, Stuttgart 1941.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H.: Zum Sedimentationsablauf im Buntsandstein. — *Erdöl und Kohle*, **22**, Nr. 4, S. 192—197, Hamburg 1969.
- KRAMPE, K. D.: Zur Geologie des Hochappennins zwischen Secchia und Enza. *Inaug. Diss.*, Freie Universität Berlin, Berlin 1964.
- LAZZAROTTO, A., MAZZANTI, R., MAZZONCINI, F.: Geologia del Promontorio Argentario (Grosseto) e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio). — *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, Pisa 1964.
- LOTTI, B.: Geologia della Toscana. — *Mem. descr. Carta geol. It.*, **13**, Roma 1910.
- MAZZANTI, R.: Geologia della zona di Montaione tra le valli dell' Era e dell' Elsa (Toscana). — *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**, f. 2, Pisa 1961.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. In: W. von ENGELHARDT, H. FÜCHTBAUER, G. MÜLLER: *Sediment-Petrologie*, T. I, Stuttgart 1964.
- NARDI, R.: La „zona degli scisti sopra i marmi“ nelle Alpe Apuane e i terreni che la costituiscono. — *Boll. Soc. Geol. It.*, **82**, Pisa 1963.
- PASINI, L.: Cenno sulla carta geologica del Lombardo-Veneto. — *Atti della I riunione degli Scienziati Italiani*, Pisa 1840.
- RAGGI, G., SQUARCI, P., TAFFI, L., TREVISAN, L.: Nuovi contributi alla tettonica dell'Elba sud-orientale. — *Atti soc. Tosc. Nat.*, **73**, Ser. A, Pisa 1966.
- RAU, A. & TONGIORGI, M.: Considerazione preliminari sulla geologia della parte meridionale dei Monti Pisani (Versante SW). — *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**, S. 300—314, Pisa 1966.

- REDINI, R.: Sulla natura e sul significato di pseudofossili e fossili del Verrucano tipico del Monte Pisano. — Riv. It. di Paleont., **40**, f 3, Pavia 1938.
- REUTTER, K. J.: Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge, am Beispiel des M. Modino (N. Apennin). Max Richter Festschrift, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SAVI, P.: Lettera del Prof. Paolo Savi al Sig. Girolamo Guidoni di Massa concernente osservazione geognostiche su i terreni antichi toscani. — Nuovo Giornale de' Letterati, **24** (63), Pisa 1832.
- SCHIAFFINO, L., TONGIORGI, M.: Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. A, **69**, 2, Pisa 1962.
- SIGNORINI, R.: Il Verrucano della Toscana meridionale. Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1966.
- STAUB, R.: Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. Vierteljahrsz. naturf. Ges. Zürich, **77**, Zürich 1932.
- STUDER, B.: Correspondenz aus Bern. — N. Jb. Mineral. etc., 1843, S. 191—198.
- TOMMASI, A.: Sulle rocce scistose e clastiche inferiori all'Infralias nel gruppo della Verruca. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3**, Pisa 1883.
- A proposito del Permiano nell'Appennino, Risposta al Sig. Prof. C. DE STEFANI. — Boll. Soc. Geol. It., **6**, f 3, Roma 1887.
- TREVISAN, L.: Il Trias della Toscana ed il problema del Verrucano triassico. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem, Serie A, **62**, f 1, Pisa 1955
- Considerazioni sui „Verrucani“. — Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1966.
- TRÜMPY, R.: Considerations générales sur le „Verrucano“ des Alpes Suisses. — Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1966.
- VIGHI, L.: Descrizione di alcuni sondaggi, che hanno attraversato lenti anidritico-dolomitiche intercalate alle fillade triassiche (Verrucano) dei dintorni di Massa Marittima (Grosseto-Toscana). — Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1966.
- WACHSMUTH, W.: Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen. — Diss. Freie Univ. Berlin, 1966.
- WOLBURG, I.: Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968, 9, S. 535—559, Stuttgart 1968.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 97-111	8 Abb.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	-----------	--------	-------------------

# Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums

Von

EBERHARD MACHENS, Mainz \*)

Mit 8 Abbildungen

## Inhalt

1. Einleitung . . . . .	98
2. Bisher bekannte mesozoische Evaporitvorkommen . . . . .	98
2.1. Evaporitvorkommen der an das Mittelmeer grenzenden Gebiete . . . . .	98
2.2. Evaporitvorkommen des äthiopisch-somalischen Raums . . . . .	100
3. Neue Salinarvorkommen . . . . .	102
3.1. Südliches Tunesien und nördliche algerische Sahara . . . . .	102
3.2. Marokkanische Atlantikküste und Rio de Oro . . . . .	102
3.3. Schelfgebiet von Portugiesisch Guinea und des Senegal . . . . .	103
3.4. Küstenbereich von Gabun, des Kongo-Brazzaville und Angolas . . . . .	104
3.5. Küstenbereich von Tanzania . . . . .	104
4. Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums . . . . .	105
4.1. Die Salinargürtel der Trias . . . . .	106
4.2. Die Salinargürtel des Jura . . . . .	107
4.3. Die Salinargürtel der Kreide . . . . .	107
5. Die mesozoischen Pollagen . . . . .	107
6. Paläoklimatologie des afrikanischen Mesozoikums . . . . .	108
7. Zusammenfassung . . . . .	109
Schriftenverzeichnis . . . . .	110

---

\*) Anschrift des Verfassers: Privatdozent Dr. Machens, 65 Mainz, Saarstraße 21, Geologisches Institut der Universität.

## 1. Einleitung

Die Evaporitvorkommen der einzelnen Formationen liegen, wie LOTZE (1938, 1957, 1964) gezeigt hat, in gürtelförmig angeordneten „Salinarzonen“, die dem der Zeit ihrer Ablagerung entsprechenden Paläoäquator parallel verlaufen.

Die bisherigen Rekonstruktionsversuche von Salinargürteln beschränkten sich jedoch auf die Nordhalbkugel. Für die Südhalbkugel konnte eine solche Rekonstruktion, mangels ausreichender Kenntnisse über die Geologie dieser Gebiete, bisher noch nicht vorgenommen werden. — Die ausgedehnten, während der letzten Jahre entdeckten Salinarvorkommen in West-, Zentral- und Ostafrika gestatten nunmehr jedoch für das Mesozoikum des afrikanischen Bereichs, neben dem schon lange bekannten *nördlichen* auch einen *südlichen* (d. h. nördlich und südlich des mesozoischen Äquators gelegenen) Salinargürtel zu rekonstruieren.

Verf. dankt der Präsidialkanzlei in Niamey, dem Bergbauministerium in Lagos und Herrn B. Haffner, „Délégué special“ der EWG in Mogadiscio, für die Ermöglichung von Geländearbeiten in der Republik Niger, in Nigeria und in Somalia sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Unterstützung bei der Ausarbeitung des gesammelten Materials.

## 2. Bisher bekannte mesozoische Evaporitvorkommen

Mesozoische Evaporite mariner Herkunft waren in Afrika bisher fast ausschließlich aus zwei Bereichen bekannt:

- den an das Mittelmeer grenzenden Gebieten
- und aus dem äthiopisch-somalischen Raum.

Die Evaporite des Mittelmeerbereichs gehören zum „nördlichen“ Salinargürtel. Die Evaporite des äthiopisch-somalischen Raums, die isoliert liegen, konnten dagegen bisher noch keinem bestimmten Salinargürtel zugeordnet werden.

### 2.1. Evaporitvorkommen der an das Mittelmeer grenzenden Gebiete

*Trias*: Im Bereich der Atlasländer ist die Trias am Südrand der Tethys in germanischer Fazies entwickelt und durch eine starke Salz- und Gips- bzw. Anhydritführung gekennzeichnet. Obwohl die salz- und gipsführende Trias nur an einigen Stellen zutage liegt bzw. erbohrt ist (Einzelheiten bei DESTOMBES 1952; DURAND-DELGA 1955; CASTANY 1951, 1955) ist ihr Vorhandensein im Untergrund (Abb. 1) aufgrund ihrer Teilnahme an den tektonischen Vorgängen des Atlas-Raumes doch allenthalben zu spüren (Trias-Salinar als Gleitmittel der Rif- und Tell-Decken, Ablösung des Sahara- und Mittleren Atlas vom paläozoischen Unterbau im Bereich der salz- und gipsführenden Trias, Diapir-Tektonik im Bereich der algerischen Hochplateaus und im mittleren Tunesien). — Altersmäßig entsprechen die Evaporite in Marokko und Tunesien im wesentlichen der höheren Trias (DESTOMBES op. cit.; BOLZE 1954, 1955). Im nördlichen Algerien gehören sie nach DURAND-DELGA (op. cit.) in die Mittlere oder eventuell (FALLOT 1942) auch in die Untere Trias.

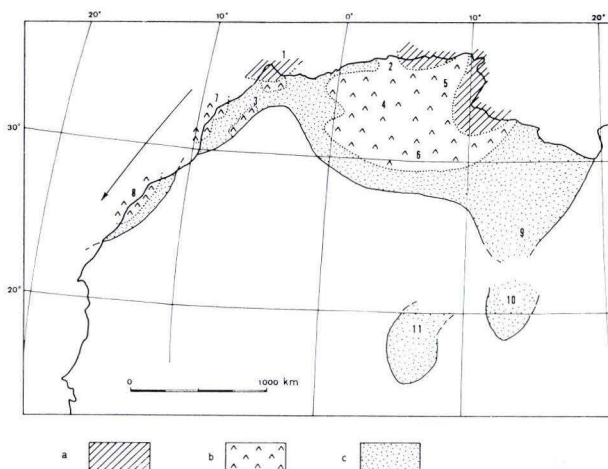


Abb. 1. Das Trias-Salinar von Nordafrika.

Legende: a neritische Sedimente, b Evaporite, c kontinentale Ablagerungen;

Pfeil = triassischer Meeresvorstoß der Tethys.

Lokalitäten: 1 Rif-Atlas, 2 Tell-Atlas, 3 Mittlerer Atlas, 4 Sahara-Atlas, 5 mittleres Tunesien, 6 nördliche algerische Sahara, 7 Essaouira-Becken, 8 Aaioun-Becken,

9 Murzuk-Becken, 10 Djado-Becken, 11 Ténéré du Tamesma und Iullemmeden-Becken.

*Jura*: Der nordafrikanische Jura enthält kein Salz, aber zahlreiche Gips- und Anhydritvorkommen. Sie liegen im tieferen Lias (Prärif und westlicher Hoher Atlas), im Dogger (mittleres Marokko, DESTOMBES op. cit.) bzw. im Bathonien des südlichen Tunesien (CASTANY op. cit.) und im höheren Teil des Malm bei Safi an der Atlantikküste (ROCH 1930).

Südlich der Atlasländer, im kontinentalen Bereich der nördlichen Sahara, ist der Jura im „Continental intercalaire“ (Trias bis Unterkreide) mitenthalten. Der jurassische Teil der Folge enthält in verschiedenen Gebieten (z. B. Touaratine-Serie des nordwestlichen Fezzan) ebenfalls Einschaltungen von Gipsen und Gipsmergeln (LEFRANC 1958).

*Unterkreide*: In der nordafrikanischen Unterkreide treten Evaporite in der lagunären Fazies am Rande des Sahara-Kratons auf. — Nach BOLZE (1955) gehören ein Teil der tunesischen Salze und die Gipse im Bereich der Schotts in den Wealden. Im Sétif- und Hodna-Gebiet treten Gipse im Barrême und im mittleren Tunesien im Apt und Alb auf.

Im kontinentalen Bereich der nördlichen Sahara, wo die Unterkreide durch die Djoua-Gruppe vertreten wird (DE LAPPARENT 1949) sind ebenfalls Gipseinschaltungen bekannt.

*Oberkreide*: Hier enthält das Cenoman etwas Gips (mittleres Marokko) und das Senon Gipseinschaltungen und etwas Salz (am Nord- und Südrand des westlichen und zentralen Hohen Atlas). — Eine über 600 m mächtige Halitfolge wurde im Senon des „präafrikanischen Troges“ (am Südrand des östlichen Hohen Atlas) nordwestlich Kenadza erbohrt. — Weiter östlich, in Tunesien, finden sich im Gebiet der Schotts und bei Bizerta Gipseinschaltungen in der höheren Oberkreide bzw. im Dan.

In der libyschen Sahara, wo die Oberkreide transgressiv ist, sind Gipseinschaltungen aus verschiedenen Stufen der Nefusa-Formation (Cenoman/Turon), der Mizda-Formation (Turon) (HECHT, FÜRST, KLITZSCH 1963; JORDI, LONFAT 1963) und aus der Gheriat-Formation (oberes Mastricht) (BUROLLET 1956) beschrieben worden.

Noch weiter im Süden, im Randbereich des Iullemmeden-Beckens (südlich des Hoggar-Massivs im NW-Teil der Republik des Niger) enthält das Cenoman Salztone und das höhere Turon Gipseinschaltungen (GREIGERT 1966). Nordöstlich dieses Gebietes, im kontinentalen Bereich (Tilemsi, Rand des Gao-Grabens) fand RADIER (1959) Gipseinschaltungen im Senon bis Mastricht.

## 2.2. Evaporitvorkommen des äthiopisch-somalischen Raums

Das Mesozoikum des „Horn von Afrika“ enthält keinerlei Salz, aber eine große Anzahl von kleineren und größeren Gips- bzw. Anhydritvorkommen. Sie finden sich über ein riesiges Gebiet verstreut und sind — wie die nachstehende (nicht vollständige) Aufzählung zeigt — stratigraphisch gesehen praktisch über das gesamte Mesozoikum verteilt:

- In die *oberste Trias* gehören die gipsführenden Lugh-Schichten im Grenzgebiet Somalia/NE-Kenia (STEFANINI 1925).
- In den *Lias* gestellt werden die erstmals von AUBRY (1885) beschriebenen Fasergipse des Abbai-Tals (Blauer Nil, Provinz Schoa, Äthiopien).
- Dem *Oberen Oxford* bzw. dem *Unteren bis Mittleren Kimmeridge* entsprechen die durch ihre Gipsführung bekannten Gahadley-Schiefer und Daghani-Schiefer des ehemals britischen Teils von Somalia (MACFADYEN 1933).
- Im westlichen Ogaden umfaßt die sogenannte „Hauptgips-Formation“ das *Portland* bis *Barrême*, während die Ferfer-Gipse ins (?) *Alb* und die Gipseinschaltungen führenden Belt-Wen-Kalke ins *Cenoman* bis *Senon* gehören (MOHR 1962).

Die regionalgeologische Bedeutung der räumlichen und stratigraphischen Verteilung dieser Gipsvorkommen läßt sich am besten anhand einer dem ausgezeichneten Werk von MOHR entnommenen Skizze (Abb. 2) erläutern:

Das Horn von Afrika erlebte im Mesozoikum eine durch eine epirogene Absenkung dieses Raumes bedingte, weitreichende Überflutung, die im übrigen die erste seit Ende des Präkambriums war. Die Transgression nahm ihren Ausgang von einem im Osten gelegenen und weit nach Süden reichenden Ausläufer der Tethys, der sich damals über den Arabisch-äthiopischen Schild und die (heutigen) Küstengebiete Ostafrikas hinweg bis nach Madagaskar erstreckte. Seit Beginn der Trias erweiterte sich dieser Meeresraum im Bereich des Horn von Afrika schrittweise in nordwestlicher Richtung. Im Moment der stärksten Meeresausbreitung (Abb. 3), zu Beginn des Oberen Jura, hatte das Meer Erythra und das westliche Äthiopien erreicht. Dann zog es sich wieder schrittweise nach Südosten zurück und hatte zu Ende der Kreide das (heutige) Festlandsgebiet wieder fast vollständig freigegeben.



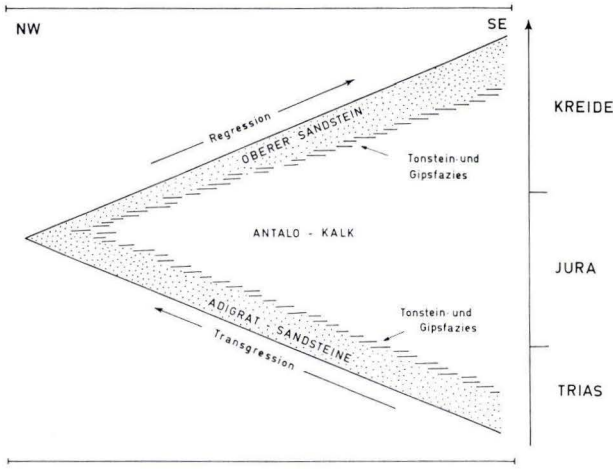


Abb. 2. Die räumliche und zeitliche Stellung der Gipsvorkommen des äthiopisch-somalischen Raums (schematisiert, umgezeichnet nach MOHR).

Im äthiopisch-somalischen Mesozoikum lassen sich nun nach MOHR drei Formationen unterscheiden, die jedoch nicht als stratigraphische Einheiten, sondern als lithologische Fazies-Einheiten zu verstehen sind:

1. Die Adigrat-Sandsteine, als Transgressions-Fazies,
2. die darüberliegenden Antalo-Kalke,
3. der „Obere Sandstein“, als Regressions-Fazies.

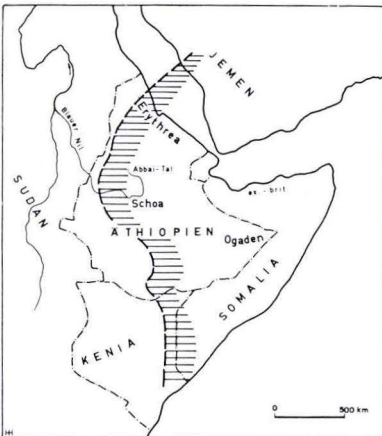


Abb. 3. Die Meeresverbreitung im Bereich des Horn von Afrika während des Kimmeridge (umgezeichnet nach MOHR).

Die Gipsvorkommen sind an die Transgressions- und Regressions-Fazies gebunden, wodurch sich ihre weite Streuung, sowohl regional gesehen, als auch in Bezug auf ihre stratigraphische Stellung zwanglos erklärt.

### 3. Neue Salinarvorkommen

Im Zuge der Erdölexploration der letzten Jahre wurden in folgenden Gebieten neue Salinarvorkommen erbohrt bzw. durch geophysikalische Untersuchungen nachgewiesen:

- Nördlich algerische Sahara (BUROLLET 1963; DEMAISON 1965),
- marokkanische Atlantikküste (SOCIÉTÉ CHÉRIFIENNE DES PÉTROLES 1966) und Rio de Oro (QUÉROL 1966),
- Schelfgebiet von Portugiesisch Guinea und des Senegal (AYMÉ 1965),
- Küstenbereich von Gabun, des Kongo-Brazzaville und Angolas (BROGNON & VERRIER 1966; BELMONTE et al. 1965; HOURCQ 1966),
- Küstenbereich von Tanzania (KENT 1965).

Die Vorkommen der drei erstgenannten Gebiete gehören zum schon bekannten „nördlichen“ Salinargürtel, dessen Verlauf und Ausdehnung sich nunmehr noch klarer abzeichnet. Die beiden letztgenannten Gebiete fallen dagegen in den Bereich des bisher noch kaum bekannten „südlichen“ Salinargürtels.

#### 3.1. Südliches Tunesien und nördliche algerische Sahara

Die hier in weiter Verbreitung erbohrte Anhydrit-Halit-Folge (Abb. 1) zeigt stark schwankende Mächtigkeiten. Örtlich, so in einer Grabenstruktur östlich Hassi Messaoud, schwillt sie auf 1600 m an. Die größte erbohrte Salzmächtigkeit beträgt 300 m.

Der tiefere Teil der Folge, in dem auch das Salz liegt, gehört in den *Keuper*. Der höhere Teil, der nur noch Anhydrit enthält, reicht weit in den *Lias* hinein.

Paläogeographisch gesehen ist dieses triassische und bis in den *Lias* bestehende Becken ein Ausläufer des Sedimentationsraumes der Atlasländer, in denen die *Trias* ja in germanischer Fazies entwickelt ist.

#### 3.2. Marokkanische Atlantikküste und Rio de Oro

Im Essaouira-Becken (westliches Marokko, zwischen Safi und Agadir) und im Aaioun-Becken (Küstenbereich von Rio de Oro) (Abb. 1) wurden in der *Oberen Trias* mächtige Halit-Folgen erbohrt. In beiden Becken spielt die Diapir-Tektonik eine wichtige Rolle. — Zum Hangenden hin setzen sich die Evaporite, allerdings ohne Salz, in den *Jura* hinein fort. Während in Rio de Oro der *Untere Jura* durch eine Wechselfolge von neritischen Sedimenten mit lagunären, Anhydriteinschaltungen führenden Ablagerungen gekennzeichnet ist, treten im Essaouira-Becken Anhydrite im *Lias*, im *Unteren Kimmeridge* und vor allem im *Unteren Portland* auf.

Paläogeographisch gesehen handelt es sich bei diesen triassisch-jurassischen Ablagerungen um die Randfazies eines sich westlich der Atlasländer, am Westrand des (heutigen) Konti-

ments, ab der Trias langsam nach Süden vorschiebenden Ausläufers der Tethys (Beginn der Bildung des Atlantiks)<sup>1)</sup>.

### 3.3. Schelfgebiet von Portugiesisch Guinea und des Senegal

Auf dem vor der Casamance-Küste gelegenen, etwa 80 km breiten Schelf wurde im Zuge seiner geophysikalischen Untersuchung die Existenz von insgesamt 10 Salzstöcken nachgewiesen. Bei einem von ihnen wurden die gipsführenden Hutgesteine durch eine Flachbohrung erreicht.

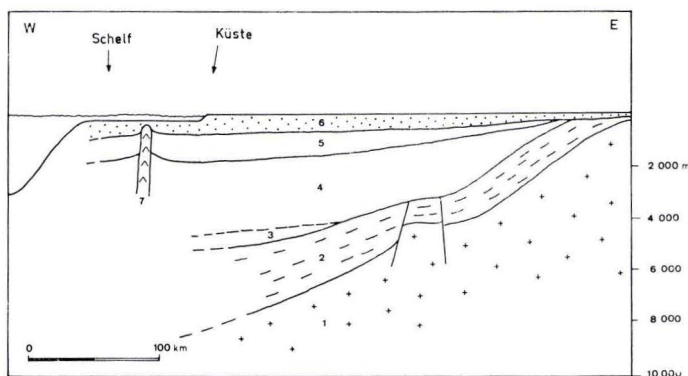


Abb. 4. Schematisches Profil durch das Schelfgebiet von Portugiesisch Guinea und des Senegal (umgezeichnet nach AYMÉ).

Legende: 1 Sockel, 2 Paläozoikum, 3 ? Trias, 4 Untere und Mittlere Kreide, 5 Oberkreide, 6 Tertiär, 7 Diapir (durchstößt Kreide und Tertiär, Wurzelzone unbekannt).

Die Diapire durchstoßen die Kreide und das Tertiär (Abb. 4). Das genaue Alter der Salze ist aber nicht bekannt. Als am wahrscheinlichsten gilt, daß es sich um *unterkretazische* Salze handelt. In der nächstgelegenen Bohrung auf dem senegalesischen Festland wurden nämlich im Apt Anhydritbänder erbohrt und im übrigen entstammen die Salze von Gabun, Angola usw. (s. u.) ebenfalls der Unterkreide. — Daß es sich um triassische Salze handeln könnte, wird aufgrund der paläogeographischen Verhältnisse für wenig wahrscheinlich gehalten. Irgendwelche Ablagerungen der Trias sind nämlich im Senegal und den südlich anschließenden Gebieten bisher noch nicht bekannt geworden. Der am Westrand des (heutigen) Kontinents nach Süden vorgreifende Tethysausläufer (s. o.) hatte in der Trias offenbar erst das Gebiet von Rio de Oro erreicht.

<sup>1)</sup> Dieser sich bildende Atlantik dürfte an der Wende Trias/Jura bereits eine erhebliche Breite gehabt haben. Wie P. A. RONA in einer nach Abschluß unseres Manuskripts erschienenen Arbeit zeigen konnte (*Nature*, vol. 224, p. 141—143), finden sich im Untergrund des Atlantik, rund 1000 km westlich der heutigen Küste, auf der Breitenlage von Rio de Oro (21°—26° N/23°—29° W) eine ganze Reihe von Salzstöcken, denen er ein spätriassisches bis unterjurasisches Alter zusprechen möchte.

### 3.4. Küstenbereich von Gabun, des Kongo-Brazzaville und Angolas

Die in diesem Raum in den letzten Jahren entdeckten Salinar-Vorkommen gehören zu den bedeutendsten der Erde. Sie erstrecken sich aus dem Gebiet südlich Libreville (Gabun) über 1500 km nach Süden, bis in den Bereich von Benguela (Angola). Die Breite der Salinarzone kann 180 km betragen (bei Lambarene) (Abb. 5).

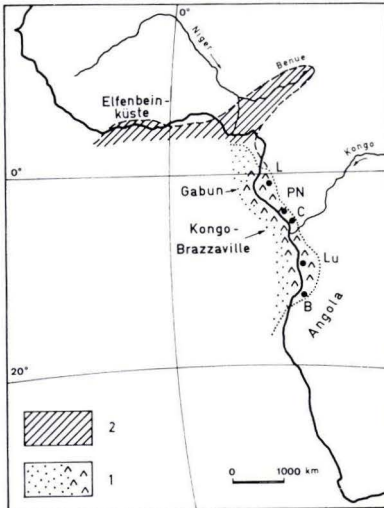


Abb. 5.  
Die Salinarvorkommen der atlantischen Küste von Äquatorialafrika.

Legende: 1 neritische Sedimente und Evaporite, 2 Meeresvorstoß des Alb.

Lokalitäten: L Lambarene, PN Pointe Noire, C Cabinda, Lu Luanda, B Benguela.

In schichtiger, ungestörter Lagerung erbohrt (Cabinda und Kongo-Brazzaville) erreichen die Evaporite Mächtigkeiten zwischen 300 m (in der Nähe des Beckenrandes) und 700—800 m (in den zentralgelegenen Beckenteilen, bei Pointe Noire).

Im wesentlichen handelt es sich um massiven Halitcarnallit, der von einer 15—20 m mächtigen Anhydritlage gekrönt wird, sonst aber kaum Anhydriteinschaltungen enthält.

Nördlich dieses Gebiets, in Gabun, wo über 100 Diapire nachgewiesen sind, kann die ursprüngliche Salzmächtigkeit wegen der Salzmigration nicht mehr rekonstruiert werden. Da die vorhandenen Salzmengen aber bedeutend sind, muß sie wohl in der gleichen Größenordnung wie im Kongo-Brazzaville gelegen haben. — Das gleiche gilt von den südlich anschließenden Gebieten (Umgebung von Cuanza in Angola), wo die Halitcarnallit-Folge in durch Salzmigration verdickten Sattelstrukturen erbohrt wurde. — In allen drei Gebieten handelt es sich um Salze des *Apt.*

Im nördlichen Angola folgt darüber im *Unteren* und *Mittleren Alb* noch eine mehrere hundert Meter mächtige Anhydrit-Halit-Folge, die in den übrigen Gebieten aufgrund veränderter paläogeographischer Verhältnisse nicht mehr zur Ausbildung kam.

### 3.5. Küstenbereich von Tanzania

Die bei Mandawa, im Küstenbereich des südlichen Tanzania erbohrten Evaporite haben eine Gesamtmächtigkeit von etwa 3300 m. — Der tiefere Teil der Folge (1600 m), der fast ausschließlich aus Halit besteht, gehört in die *Obere Trias*. Der höhere Teil besteht

aus einer Wechselfolge von Anhydrit und Halit (1700 m) und reicht von der Basis des *Lias* bis herauf ins *Bajocien*. Allerdings handelt es sich auch hier nicht um echte Schichtmächtigkeiten, sondern um die Mächtigkeit einer durch Salzmigration in Satteln verdickten Schichtfolge (Abb. 6). Nichtsdestoweniger müssen auch hier die ursprünglichen Salzmächtigkeiten beachtlich gewesen sein.

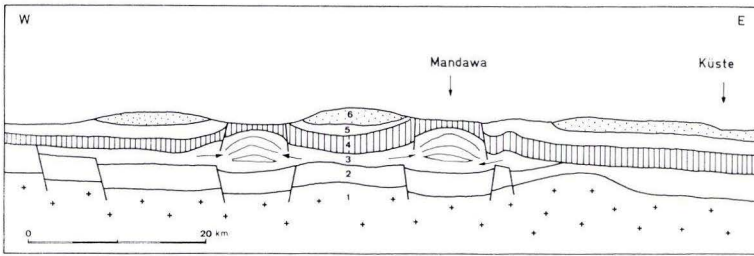


Abb. 6. Schematisches Profil durch die Evaporitformationen des südlichen Tanzania (umgezeichnet nach KENT).

Legende: 1 Basement, 2 Untere Pindiroschichten und Evaporite (höheres Trias), 3 Obere Pindiroschichten und Evaporite (Lias), 4 Mittlerer und Oberer Jura, 5 Kreide, 6 postkretazische Deckschichten. Pfeile = Salzmigration.

#### 4. Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums

Der Versuch, die Evaporitvorkommen der einzelnen Formationen unter regionalgeologischen Gesichtspunkten zu betrachten bzw. zu Salinargürteln zusammenzufassen, läßt es ratsam erscheinen, zunächst einige Tatsachen der Salzbildung in Erinnerung zu rufen.

Salinar-Vorkommen der hier genannten Größenordnung bilden sich unter warm-ariden oder auch semi-ariden Klimabedingungen im Grenzgebiet Meer/Land unter ständigem Zufluß von Meerwasser (marginale Salzlagerstätten i. S. LOTZE). Im kontinentalen Bereich können sich unter ariden Klimaverhältnissen selbstverständlich auch Evaporitvorkommen bilden, jedoch stehen sie ihrer Bedeutung nach hinter den marginalen Salzlagern um Größenordnungen zurück. Für eine paläoklimatologische Auswertung geben diese kontinentalen Evaporitvorkommen im übrigen stets nur „qualitative“ Hinweise (GREEN 1961), da die Herkunft und Zusammensetzung der Ausgangslösungen in vielen Fällen nicht einwandfrei zu ermitteln ist.

Außerdem muß bedacht werden, daß die Aridität des Klimas nicht die einzige Voraussetzung für eine Salzabscheidung ist. Die allgemeinen paläogeographischen Verhältnisse spielen eine nicht minder wichtige Rolle. Daneben kann aber auch noch die Morphologie der weiteren Umgebung (durch Beeinflussung des lokalen Klimas oder Steuerung terrigener Schüttungen in die Salzlagunen) erheblich negative oder positive Einflüsse ausüben. Und nicht zuletzt ist ein gewisses „gedämpftes“ epirogenes Verhalten der Kruste des infrage kommenden Raumes eine unerläßliche Voraussetzung für eine kontinuierliche Salzabscheidung.

Mit anderen Worten: Salzabscheidungen sind zwar an warm-aride Gebiete gebunden, aber nicht jedes warm-aride Gebiet kann Salzlager enthalten. Salinargürtel werden sich also nur in den seltensten Fällen über sehr weite Gebiete, z. B. über die gesamte Breite eines Kontinents hinweg durchverfolgen lassen.

#### 4.1. Die Salinargürtel der Trias

Nordafrika lag in der Trias im Bereich des schon seit langem bekannten *nördlichen Salinargürtels*. Die jetzt neugefundenen Salinarvorkommen von Rio de Oro, Marokko und der nördlichen algerischen Sahara lassen sich zwanglos in dieses Bild einfügen.

Ihm gegenüber lag im (heutigen) Äquatorialbereich offenbar ein südlicher Salinargürtel (Abb. 7), der durch die Halite von Tanzania bezeugt wird. Aus paläogeographischen Gründen — nur geringe Verbreitung der der Trias entsprechenden Teile der Karroo im Kongo-Becken und im nördlichen Angola und Fehlen jeglicher triassischer Ablagerungen

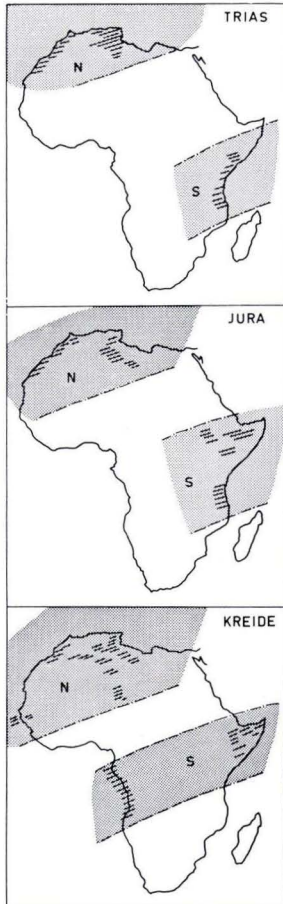


Abb. 7.  
Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums.  
Legende: N nördlicher, S südlicher Salinargürtel.  
Grobe Schraffen = Evaporitvorkommen.

an der atlantischen Seite Äquatorialafrikas — kann dieser Salinargürtel allerdings nicht über den Kontinent hinweg verfolgt werden. — Über seine Breite wissen wir, daß er im Norden mindestens noch das südliche Somalia umfaßte, wo es während der Trias zwar nicht zu Salz-, aber doch zu Gipsabscheidungen kam. Die eigentliche Nordgrenze ist aber nicht bekannt, da in Äthiopien keine triassischen Ablagerungen existieren. Das gleiche gilt von seiner Südgrenze. Madagaskar, wo die der Trias entsprechenden Teile der Karroo (Sakamena-Gruppe und Formation I der Isalo-Gruppe) teils kontinental, teils marin entwickelt sind, lag offenbar bereits außerhalb des Salinargürtels.

#### 4.2. Die Salinargürtel des Jura

Während des Jura hatten die beiden Salinargürtel in etwa die gleiche Lage wie während der Trias.

Nordafrika lag wieder im Bereich des *nördlichen Salinargürtels*. — Der *südliche Salinargürtel* wird durch die Anhydrit- und Gipsvorkommen von Äthiopien und Somalia und durch die Anhydrit-Halit-Folge von Tanzania belegt. Madagaskar lag wiederum schon außerhalb der Zone der Salzabscheidungen (Abb. 7).

Wie in der Trias läßt sich auch jetzt der südliche Salinargürtel aus paläogeographischen Gründen nicht über den Kontinent hinwegverfolgen.

#### 4.3. Die Salinargürtel der Kreide

Während der Kreide scheinen sich die beiden Salinargürtel etwas in Richtung des Äquators ausgedehnt zu haben. Nordafrika lag zwar immer noch im Bereich des *nördlichen Salinargürtels*, aber die Evaporite des Schelfgebietes von Portugiesisch Guinea und des Senegal — denen die westafrikanischen Geologen ein unterkretazisches Alter zusprechen möchten — und die Gipseinschaltungen in den verschiedenen marinen und kontinentalen Serien der Oberkeide der Zentralsahara, scheinen doch auf eine Südverlagerung dieses Salinargürtels hinzudeuten.

Die riesigen Halitcarnallit-Vorkommen des Küstenbereichs zwischen Gabun und Angola gehören selbstverständlich zum *südlichen Salinargürtel*. Dabei ist interessant zu beobachten, daß die Nordgrenze der Salinarverbreitung in Gabun lag. Das kretazische Küstenbecken von Nigeria sowie das Benue-Tal, deren marine Sedimentation im Alb beginnt und wo die epirogenen Verhältnisse denen der äquatorialen Atlantikküste nicht unähnlich waren, erlebten offenbar aus klimatischen Gründen keine Salzbildung.

### 5. Die mesozoischen Pollagen

Geht man im Anschluß an LOTZE (1957, S. 194; dort älteres Schrifttum) von der Annahme aus, daß die Zonen der Salzbildung, ähnlich wie heute, auch in den vergangenen Abschnitten der Erdgeschichte den beiden, nördlich und südlich des jeweiligen Äquators gelegenen Gürteln ariden Klimas entsprachen, so muß sich das indirekt durch paläomag-

netische Messungen bestätigen lassen. Die Lage des aufgrund paläomagnetischer Messungen konstruierten jeweiligen Äquators muß sich dann — was tatsächlich auch der Fall ist — mit der aus der Lage der Salinargürtel konstruierten Äquatorlage decken.

So lag z. B. nach den von GOUGH et al. (1964) mitgeteilten Daten der Südpol für Afrika zu Beginn der Trias bei  $64^{\circ}$  S /  $85\frac{1}{2}^{\circ}$  E und während der Unterkreide bei  $62^{\circ}$  S /  $79^{\circ}$  E. Da sich die Pollagen für Afrika von der Trias bis in die Unterkreide kaum geändert haben (Änderung der Breitenlage nur etwa  $10^{\circ}$ ), konnten McELHINNY et al. (1968) für diesen „quasi-statischen Intervall“ (BRIDEN 1967), der in der absoluten Zeitskala dem Zeitraum zwischen 180 MA und 100 MA entspricht, für Afrika eine „mittlere mesozoische Südpollage“ von  $65^{\circ}$  S /  $80^{\circ}$  E errechnen. Der sich daraus ergebende „mittlere mesozoische Äquator“ querte also Afrika, spitzwinklig zum heutigen Äquator verlaufend, entlang der Verbindungslinie Lagos (Nigeria) / Port Sudan (mittleres Rotes Meer) (Abb. 8).



Abb. 8.

Die Lage des „mittleren mesozoischen Äquators“ für Afrika (umgezeichnet nach McELHINNY).

Der mesozoische Äquator lag also im Bereich zwischen dem nördlichen und dem südlichen Salinargürtel. Angesichts dieser mesozoischen Äquatorlage ist es dann auch verständlich, warum die Evaporitvorkommen des südlichen Salinargürtels auf der Ostseite des Kontinents wesentlich weiter nach Norden reichen, als auf der atlantischen Seite.

## 6. Paläoklimatologie des afrikanischen Mesozoikums

Salinarvorkommen, wie die hier geschilderten, sind erstrangige Klimazeugen und verlangen eine dementsprechende Auswertung in paläoklimatologischer Sicht. Aus Raum-mangel können hier jedoch nur einige Hinweise angefügt werden.

Betrachtet man den Gang der Klimaentwicklung des afrikanischen Mesozoikums so, wie er unter Zuhilfenahme aller damals verfügbaren paläomorphologischen, sedimentologischen und paläontologischen Fakten von LEPERSONNE (1960) und KING (1961) umfassend dargestellt wurde, so zeigt sich, daß unsere neuen Kenntnisse sich zwar recht gut



in das bisherige Bild einfügen, es aber an manchen Stellen doch verfeinern. Diese Differenzierung zielt auf zwei Dinge hin:

- Einmal auf das Sichtbarwerden gewisser Klimaschwankungen innerhalb des mesozoischen Zeitablaufs
- und zum anderen auf eine jetzt doch deutlicher werdende zonale Klimagliederung.

*Klimaschwankungen:* Aus dem Bereich der Karroo wissen wir, daß sich das Klima seit Ende der jungpaläozoischen Vereisung  $\pm$  gleichmäßig fortschreitend erwärmte. Dem humiden, aber wohl noch kühlen Klima der Ecca-Zeit (Kohlen) folgte das wärmere, semi-aride Klima des Beaufort (Beginn des Mesozoikums) mit seinen Rotsedimenten und schließlich, nach einer dazwischengeschalteten humiden Phase (Molteno-Stufe), zu Ende der Stormberg-Zeit ein Wüstenklima (Cave-Sandstein). — Jura und Kreide des afrikanischen Raums werden dagegen i. allg. als durchgehend feucht-warm bezeichnet.

Zumindest für die Kreide lassen sich nunmehr jedoch gewisse Klimaschwankungen erkennen: So enthält in Gabun und Angola, worauf REYRE (1966) hinweist, die Unterkreide bis hinauf ins Mittelalb neben Evaporiten und mächtigen Kalkfolgen (letztere besonders in Angola) viel detritisches Material mit einem hohen Anteil an unverwitterten Feldspäten. Während sich in den Küstenbecken oder -lagunen die Evaporitabscheidung vollzog, erlebte das nahegelegene Festland also eine in erster Linie mechanische Verwitterung. Das Klima war zu dieser Zeit in diesem Bereich *warm-arid*. — Ab dem Oberalb und im Cenoman macht sich dann ein Wechsel zu einem *feucht-warmen* Klima mit Lateritbildung im Hinterland bemerkbar. Die Evaporitbildung und die Anlieferung unverwitterter Feldspäte ist beendet und im Turon stellen sich rote Farbtöne ein und ab Senon erleben die Küstenbecken den Antransport kaolinitischen Materials.

*Zonale Klimagliederung:* Die Rekonstruktion von Klimagürteln ist im afrikanischen Mesozoikum schwierig, da die Trias vorwiegend auf die südlich und die Kreide fast ausschließlich auf die nördlich des (heutigen) Äquators gelegenen Gebiete beschränkt ist, während der Jura in beiden Bereichen gleichermaßen schlecht vertreten ist, — sei es, daß er nicht entwickelt war oder daß er abgetragen wurde.

Immerhin deuten sich Klimazonen in der oberen Trias und im Lias durch den Gegensatz zwischen den Evaporitfolgen von Tanzania und der madagassischen Karroo an. — Sehr deutlich ist dann die zonale Klimagliederung während der Unterkreide, wo die Sedimentfolgen des zwischen den beiden Salinargürteln gelegenen Bereichs humide Verhältnisse erkennen lassen (z. B. Braunkohleschmitzen im Apt/Alb der Elfenbeinküste).

## 7. Zusammenfassung

Im Zuge der Erdölexploration der letzten Jahre wurden im afrikanischen Mesozoikum zahlreiche neue Evaporitvorkommen gefunden: Bedeutende Halitcarnallit-Lager im Küstenbereich von Gabun, des Kongo-Brazzaville und Angolas, ausgedehnte Halit- bzw. halitische Anhydritserien in der algerischen Sahara, im atlantischen Küstenbereich von Marokko, in Rio de Oro, im Schelfgebiet des Senegal und in Tanzania.

Zusammen mit den schon früher bekannten Evaporitvorkommen des nordafrikanischen und äthiopisch-somalischen Raums lassen sie sich zu einem „nördlichen“ und einem „südlichen Salinargürtel“ gruppieren. Die beiden Salinargürtel verlaufen parallel zum mesozoischen Äquator, dessen Lage relativ konstant war und der Afrika entlang der Linie Lagos (Nigeria)-Port Sudan (mittleres Rotes Meer) querte.

Die neugefundenen Salinarvorkommen sowie einige neuere sedimentologische Beobachtungen machen deutlich, daß die Klimageschichte des afrikanischen Mesozoikums nicht ganz so einheitlich war, wie man bisher annahm. Sie weisen vielmehr auf die Existenz einer zonalen Klimagliederung sowie auf gewisse Schwankungen im Klimaablauf (insbesondere während der Kreide) hin.

### Schriftenverzeichnis

- AUBRY, A.: Observations géologiques sur les pays Dankalis, Somalis, le Royaume de Choa et les pays Gallas. — Bull. Soc. géol. France, 3. sér., **14**, S. 115, 211—212, 221, Paris 1885—1886.
- AYMÉ, J.-M.: The Senegal Salt Basin. In: Salt Basins around Africa, S. 83—90, 6 fig.; Inst. Petrol. London, London (Elsevier) 1965.
- BELMONTE, Y., HIRTZ, P. & WENGER, R.: The Salt Basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville). In: Salt Basins around Africa, S. 55—74, 12 fig.; Inst. Petrol. London, London (Elsevier) 1965.
- BOLZE, J.: Position stratigraphique des formations salifères de la zone des diapirs de Tunisie septentrionale. — C. R. Ac. Sc., **238**, S. 2103—2105, Paris 1954.  
— Présence du Wealdien dans la série salifère de la zone des diapirs (Tunisie septentrionale). — C. R. Ac. Sc., **240**, S. 1243—1245, Paris 1955.
- BRIDEN, J. C.: Recurrent continental drift of Gondwanaland. — Nature, **215**, S. 1334—1339, London 1967.
- BROGNON, G. & VERRIER, G.: Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza (Angola). In: Bassins sédimentaires du littoral africain, I, Littoral africain, S. 207—252, 32 fig.; Ass. Serv. Géol. Africains, Paris 1966.
- BUROLLET, P. F.: Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. — Ann. Mines et Géol., **18**, Tunis 1956.  
— Trias de Tunisie et de Libye. Relations avec le Trias européen et saharien. In: Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. — Mém. B. R. G. M., **15**, S.482—494, 2 fig., Paris 1963.
- CASTANY, G.: Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. — Ann. Mines et Géol., **8**, 633 p., 243 fig. pl., Tunis 1951.  
— Les extrusions jurassiques en Tunisie. — Ann. Mines et Géol., **14**, Tunis 1955.
- DE LAPPARENT, A. F.: Sur la Stratigraphie et la Paléontologie du Djoua (Sahara Central). — C. R. Ac. Sc., **228**, S. 1040—1042, Paris 1949.
- DEMAISON, G. J.: The Triassic in the Algerian Sahara. In: Salt Basins around Africa, S. 91—100, 3 fig.; Inst. Petrol. London, London (Elsevier) 1965.
- DESTOMBES, J.: Gypse, sel et autres substances des dépôts d'évaporation. In: Géologie des gîtes minéraux marocains. — XIX. Congr. géol. internat., Monograph. régional., 3. sér., Maroc **1**, S. 359—370, 2 fig., 1 tabl., Rabat 1952.
- DURAND-DELCA, M.: Étude géologique de l'Ouest de la Chaîne numidique. — Bull. Serv. Cart. géol. Algérie, 2. sér., **24**, 2 t., Algier 1955.

- FALLOT, P.: Observations sur le Trias d'Algérie. — Bull. Soc. géol. France, 5. sér., **12**, S. 57—71, Paris 1942.
- GOUGH, D. I., OPDYKE, N. D., McELHINNY, M. W.: The significance of Paleomagnetic Results from Africa. — J. Geophys. Res., **69**, S. 2509—2519, 1964.
- GREEN, R.: Palaeoclimatic Significance of Evaporites. In: NAIRN, A. E. M. (Ed.): Descriptive Palaeoclimatology, S. 61—88, 10 fig., 1 tab., New York (Interscience Publishers) 1961.
- GREIGERT, J.: Description des Formations crétacées et tertiaires du Bassin des Iullemmeden. — Rép. Niger, Dir. Mines et Géol., Publ. **2**, 234 p., 82 fig. pl., 1 cart. col., Éd. B. R. G. M., Paris 1966.
- HECHT, F., FÜRST, M., KLITZSCH, E.: Zur Geologie von Libyen. — Geol. Rdsch., **53**, S. 413—470, 2 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1963.
- HOURCQ, V.: Les grands traits de la géologie des bassins côtiers du Groupe Équatorial. In: Bassins sédimentaires du littoral africain, I, Littoral atlantique, S. 163—170, 1 fig.; Ass. Serv. Géol. Africains, Paris 1966.
- JORDI, H. A., LONFAT, F.: Stratigraphic subdivision and problems in upper Cretaceous — lower Tertiary deposits in Northwest Libya. — Rev. Inst. Franç. Pétrol., **18**, 10, S. 1428—1436, 5 fig., Paris 1963.
- LEFRANC, J. P.: Stratigraphie des séries continentales intercalaires au Fezzan nord-occidental (Libye). — C. R. Ac. Sc., **247**, S. 1360—1363, Paris 1958.
- LEPERSONNE, J.: Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique au Sud du Sahara, depuis la fin du Carbonifère. — Ann. Soc. Géol. Belg., **84**, S. 21—85, 6 fig., Liège 1960.
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze, Geologie. In: Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze, **3**, 1, XXVIII + 936 S., 353 Abb., Berlin (Borntraeger) 1938.
- Steinsalz und Kalisalze, **1**, 2. Aufl., XI + 465 S., 226 Abb., 37 Tab., Berlin (Borntraeger) 1957.
- The Distribution of Evaporites in Space and Time. In: NAIRN, A. E. M. (Ed.): Problems in Palaeoclimatology, S. 491—507, 15 fig., London — New York — Sydney (Interscience Publishers) 1964.
- MACFADYEN, W. A.: The Geology of British Somaliland, Part I. — Govt. Somaliland Protectorate, London 1933.
- McELHINNY, M. W., BRIDEN, J. C., JONES, D. L., BROCK, A.: Geological and Geophysical Implications of Paleomagnetic Results from Africa. — Review Geophys., **6**, 2, S. 201—238, 10 fig., 3 tabl., 1968.
- MOHR, P. A.: The Geology of Ethiopia. VII + 268 p., 19 fig., 20 tabl., 1 carte col., Addis Ababa (Univ. College Press) 1962.
- QUÉROL, R.: Regional geology of the Spanish Sahara. In: Bassins sédimentaires du littoral africain, I, Littoral atlantique, S. 27—38, 5 fig.; Ass. Serv. Géol. Africains, Paris 1966.
- RADIER, H.: Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.), II. Le bassin de Gao. Crétacé et Tertiaire. — Bull. Serv. Géol. Prospect. Min. A. O. F., **26**, 2, 156 p., 16 fig. 1 pl., Dakar 1959.
- REYRE, D.: Particularités géologiques des Bassins côtiers de l'Ouest Africain. In: Bassins sédimentaires du littoral africain, I, Littoral atlantique, S. 253—297, 13 fig.; Ass. Serv. Géol. Africains, Paris 1966.
- ROCH, E.: Études géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. — Not. et Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc, **9**, 542 p., 75 fig., 26 pl., 1 cart. col., Paris (Macon) 1930.
- STEFANINI, G.: Sur la constitution géologique de la Somalie italienne méridionale. — C. R. 13. Congr. géol. internat. (1922), S. 1059—1072, Liège 1925.
- Société Chérifienne des Pétroles: Le Bassin du Sud-Ouest Marocain. In: Bassins sédimentaires du littoral africain, I, Littoral atlantique, S. 5—12, 15 fig.; Ass. Serv. Géol. Africains, Paris 1966.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 112-116	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	-------------------

# Kriterien zur Bestimmung von Ablagerungsbereichen

Von

HANS-ERICH REINECK, Wilhelmshaven \*)

## 1. Einleitung

Wohl eine der frühesten Bestimmungen eines sedimentären Ablagerungsbereiches unternahm im 15. Jhdt. Leonardo da Vinci, der bei Kanalbauten Fossilien als Versteinerungen von früheren Organismen erkannte (BEHRINGER 1954) und aus der Beobachtung von Korallen und Austern, die an den Felsen von Monte Ferrato/Lombardei festgewachsen waren (SALOMON 1928), folgerte, daß sie nicht nach der Vorstellung seiner Zeit durch die Sintflut dort hingespült worden waren, sondern daß es sich um die Ablagerungen und Zeugnisse eines früheren Meeres handele. Der dänische Arzt STENO (1638—1687) erkannte die geologische Bedeutung der Schichtung und führte sie auf den seit langem unbestrittenen Ablagerungsvorgang im Wasser zurück, bei dem die auflagernden Schichten jeweils zeitlich später abgelagert wurden und damit jünger sind als die darunter liegenden.

Während nun seit dem 15. Jhdt. der wichtige Fortschritt der Geologie als Wissenschaft in der zeitlichen, d. h. stratigraphischen Einordnung und der Verwertung der Erkenntnis bestand, daß viele Fossilien horizontbeständig sind und damit Gesteinsschichten kennzeichnen, die in gleicher Zeit abgelagert worden sind, haben sich im Laufe der Zeiten immer mehr Geologen mit der differenzierenden Analyse der Ablagerungsbereiche beschäftigt; denn die Identifizierung der Ablagerungsbereiche ist für die Interpretation der geologischen Geschichte unerlässlich und damit für den weiteren Schritt geologischer Untersuchungen von grundlegendem Wert. Zugleich hat die Kenntnis der Art des Ablagerungsbereiches außerordentliche Bedeutung für die Ingenieurgeologie und für die Lagerstättenkunde:

Die Exploration und Produktion der meisten Bodenschätze wie Öl, Gas, Erze, Mineralien, Sand, Kies, Bausteine, Kohle und Wasser wird durch die Kenntnis des jeweiligen Ablagerungsbereiches des Speichergesteins erleichtert und damit wirtschaftlicher.

---

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H.-E. Reineck, Institut für Meeresgeologie und Meeresbiologie „Senckenberg“, 294 Wilhelmshaven, Schleusenstraße 39 A.

## 2. Der Ablagerungsbereich, Definition

Unter dem Begriff „Ablagerungsbereich“ sei analog dem angelsächsischen „sedimentary environment“ der geomorphologische Ort einer Ablagerung verstanden, einschließlich der dort herrschenden physikalischen Abläufe, chemischen Gegebenheiten und biologischen Verhältnisse.

Die Ablagerungsbereiche fossiler Gesteine sind nicht mehr in ihrer ursprünglichen Form erhalten, womit die Erkennbarkeit erschwert wird. Erhalten sind, wenngleich auch wiederum verändert, die Ablagerungen selber. In ihnen wird das Geschehen in einem Wasserkörper teilweise „fixiert“, der Geschehens-Ablauf selbst, der zu der Ablagerung führte, ist dagegen verloren. Die abgelagerten Sedimente sind es, die auf die Art des Ablagerungsbereiches schließen lassen; denn sie erhielten durch die physikalischen, chemischen und biologischen Bedingungen, die in einem Ablagerungsbereich herrschen, entsprechende synsedimentäre Merkmale. Diese Merkmale machen weitgehend die Fazies einer Ablagerung aus. Aus ihnen sollten wichtige Phasen des Geschehens während der Ablagerung rekonstruierbar sein.

## 3. Die Kriterien

Die Kriterien beziehen sich auf Merkmale, die synsedimentär im Ablagerungsbereich durch die dortigen charakteristischen physikalischen, biologischen und chemischen Bedingungen entstanden sind (LAPORTE 1968, GOULD 1969). Ein Teil der Kriterien ist auch auf kleinere Aufschlüsse, Handstücke oder Bohrkerne anwendbar.

Größere Aufschlüsse oder eine Folge von Aufschlüssen, die den räumlichen Zusammenhang der Ablagerungen erkennen lassen, gestatten die Anwendung weiterer Kriterien, die in anderer Größenordnung liegen. Diese Kriterien sind vertikale und laterale Fazies-Beziehungen, sowie der dreidimensionale Bau des zu untersuchenden Gesteinskörpers.

Die *Kriterien physikalischer Abläufe* umfassen Schichtungsarten und Schichtbänke, deren Kontakte, seitliches Aushalten, Sedimentart, Sedimentgefüge, richtungsanzeigende Marken und Gefüge, sowie Orientierung von Quarz-Körnern usw.

Die *Kriterien chemischer Bedingungen* umfassen die Gesteinsart wie Kalk, Sandstein, Schiefer, Evaporite und Mineralgehalt, speziell die authigenen Minerale. Bei biogenen und chemischen Sedimenten können weiterhin wichtige Hinweise gegeben werden durch das Ca/Mg-Verhältnis, durch den Gehalt an Spuren-Elementen, durch die Verhältnisse von  $C^{13}/C^{12}$  sowie  $O^{18}/O^{16}$ . Angelöste Foraminiferenschalen lassen auf bestimmte chemische Bedingungen schließen, ebenso wie Ausfällungen. So wird, um nur ein Beispiel zu nennen, Kalk in den tieferen Schichten der Düneninseln ausgefällt. Dieser Kalk stammt von gelösten Muschelklappen überlagernder Sandschichten (VAN STRAATEN 1957). Schließlich bieten organische Substanzen sowie deren Zusammensetzung, ebenso wie fossile Böden mit ihrer Zonierung, weitere Hinweise.

Die *Kriterien biologischer Bedingungen* umfassen die Faunen- und Florengemeinschaft, das Verhältnis häufiger Arten. Örtlich dislozierte Faunen können Hinweise auf Turbidite

oder andere Ereignisse geben, Foraminiferen und Ostracoden vermögen neben anderen Hartschalen sowie bestimmte Spuren und andere bioturbate Gefüge auf die Wassertiefe (SEILACHER 1967) und auf den Salzgehalt hinzuweisen.

Die *laterale Faziesverteilung* und die *vertikale Fazies-Sequenz* sowie die *Geometrie* des Gesteinskörpers gehören zu den gewichtigen Hinweisen auf die Art des ehemaligen Ablagerungsbereiches.

Die laterale Faziesverteilung kann u. U. nach feststehenden Lagebeziehungen geregelt sein. Bei einem Küstensand z. B. ist auf der einen Seite Lagunen-, Sumpf- oder Watt-Fazies, auf der anderen Seite Schelf-Fazies zu erwarten; ein Korallenriff wird auf der Rückseite die Rückseitenfazies zeigen und zur Vorderseite nach einer Blockzone in die Schelf-Fazies übergehen (SHINN 1963, SCHÄFER 1969).

Die vertikale Fazies-Sequenz (VISHER 1965, REINECK 1966) ergibt sich aus den Veränderungen, die beim Aufwachsen oder beim Vorwachsen einer Ablagerung stattfinden. So lagern sich beim Vorwachsen eines Deltas zunächst auf feinere immer größere Sedimente, da ein bestimmter Ablagerungspunkt mit dem Vorwachsen des Deltas immer mehr aufhört und damit in ein energiereiches Niveau rückt. Dieses Aufwachsen verläuft innerhalb einer gewissen Toleranz wiederum gesetzmäßig. Dabei wird unterstellt, daß die Sedimentzufuhr entsprechend anhält, steigt oder sich vermindert, und daß weiterhin die Veränderungen des Meeresspiegels langsam genug verlaufen, damit sich abrißfrei die Ablagerungen weiterbilden können. Auf die besonderen Beziehungen zwischen Sedimentanlieferung und Meeresspiegelanstieg oder -absinken hat CURRY (1964) hingewiesen. So kann es z. B. bei genügender Sedimentanlieferung trotz Meeresspiegelanstiegs zu einer regressiven Fazies-Sequenz kommen.

Die dreidimensionale Erstreckung eines bestimmten Sedimentkörpers — z. B. eines Küstensandes — wird von der Art der Anlagerung und des Aufwachsens beeinflusst, so daß ein in der Anlage langgestreckter Sandkörper zu einer breiten Sanddecke vorwachsen oder zu einem schräg aufwärts gewachsenen Körper verzerrt werden kann (HOLLENSHEAD & PRITCHART 1961).

Mit den lateralen und vertikalen Fazies-Beziehungen wird die Fazies in das dynamische Geschehen des Vor- und Aufwachsens eines Sedimentkörpers einbezogen.

#### 4. Fazies, Ablagerungsbereich und Paläogeographie

Ein Teil der physikalischen Abläufe, der chemischen Gegebenheiten und der biologischen Verhältnisse läßt sich aber in differenten Ablagerungsbereichen wiederfinden. So gibt es in wichtigen Eigenheiten unterscheidbare Ablagerungsbereiche, denen aber Wasserströmung und O<sub>2</sub>-Überschuß in den oberen Bodenschichten gemeinsam sind. Auch kommen zahlreiche und wiederum zugleich unterschiedliche strömungsfreie und durch O<sub>2</sub>-Mangel in den Bodenschichten gekennzeichnete Ablagerungsbereiche vor. Eine Kennzeichnung von Ablagerungsbereichen durch einzelne Parameter kann daher nur selten eine zwingende und zulängliche Charakterisierung des Ablagerungsbereiches gestatten. SCHMIDT (1935)

legt als entscheidenden Parameter die Strömung samt der damit verbundenen Sauerstoffversorgung zugrunde und kommt zu einer klaren, aber wohl zu engen Einteilung in 6 Faziesbereiche, die von sehr guter bis völlig fehlender Sauerstoffversorgung reichen. SCHÄFER (1963) erweitert das Konzept SCHMIDT's indem er zu einer echten Fazieseinteilung aufgrund von zahlreichen Merkmalen einer Ablagerung kommt; obwohl er nur eine Einteilung in Bio-Faziesbereiche vornimmt, bezieht er folgerichtig auch die sedimentologischen und dynamischen Faktoren in die Analyse mit ein — Organismus und Sedimentationsraum sind als untrennbar erkannt. Die Einteilung SCHÄFER's geht also nach einer größeren Zahl von Merkmalen vor, und zwar sowohl nach biologischen wie nach sedimentpetrographischen. Sie bietet damit schon weitgehend eine Aufstellung der Gesamtfazies. Er bezieht nicht nur die Wasserbewegung und die Sauerstoffversorgung und damit die Anwesenheit von Bodenbewohnern, sondern auch die Ausbildung entsprechender Schichtgefüge und die bei stärkerer Bewegung auch sich häufenden Erosionsdiskordanzen innerhalb der Schichtgefüge in seine Einteilung ein.

Schichtgefüge mit und ohne Erosionsdiskordanzen (= lipostrat und pantostrat) sowie Anwesenheit von Bodenbewohnern (vital) und lebensfeindlich (letal) verwendet er binär in seiner Biofazies-Einteilung im marinen Bereich. Indem SCHÄFER eine größere Anzahl von Kriterien für Ablagerungsbedingungen berücksichtigt, nähert er sich in weiten Bereichen einer Rekonstruktion des Geschehens, das zur Ablagerung des jeweils betrachteten Gesteinskörpers führte. Aber selbst eine umfassend beschriebene Fazies eines Gesteins muß nicht in jedem Falle die Analyse des Ablagerungsbereiches im geomorphologischen Sinne beinhalten. Denn wenn man Fazies als die Summe aller Merkmale eines Gesteins auffaßt, dann ist damit nicht der Ablagerungsbereich in geographischem und geomorphologischem Sinne zwangsläufig mit eingeschlossen. Es muß nun aufgrund der Faziesanalyse der nächste Schritt zur Identifizierung des Ablagerungsbereiches getan werden; aufgrund aller vorhandenen Merkmale ist die Ablagerung nach dem geomorphologischen Entstehungsort zu bestimmen. So wären etwa zu unterscheiden: fluviatile Ablagerungen, lakustrine Ablagerungen, Delta-Ablagerungen, bathyal abyssale Ablagerungen oder regressiv oder transgressive Küsten- und Schelf-Ablagerungen und sinngemäß entsprechende Ablagerungsbereiche.

Die Forschung an rezenten Ablagerungsbereichen versucht einmal die Varianz gleicher geomorphologischer Bereiche und zum anderen die Abgrenzung unterschiedlicher geomorphologischer Bereiche zu erfassen. Hierbei ergibt sich, daß, wie oben schon angedeutet, viele der physikalischen, chemischen und biologischen Bedingungen in unterschiedlichen, aber nicht in allen Ablagerungsbereichen vorkommen. Weiterhin läßt sich erkennen, daß kaum ein einzelnes Merkmal auf einen Ablagerungsbereich hinreichend sicher hinweist. Erst ein Komplex von Merkmalen zusammen, d. h. bestimmte Merkmalsgruppen lassen einen Ablagerungsbereich erkennen.

Bei einer Analyse der Merkmale ist als nicht unwesentlicher Punkt zu berücksichtigen, daß in die Fazies neben den primär im Ablagerungsbereich entstandenen Merkmalen zusätzliche Störmerkmale einbezogen sein können. Störmerkmale lassen sich z. T. auf bestimmte Bedingungen im Herkunftsgebiet des Materials sowie auf die Art und Weise der Erosion zurückführen. Weiterhin können Merkmale im Transportgebiet hervorgerufen

werden, wie z. B. gute oder schlechte Abrollung und schließlich haben gelegentlich post-sedimentäre Bedingungen nicht nur Störmerkmale geschaffen, sondern bestehende Merkmale verändert oder ausgelöscht.

Die Mehrdeutigkeit der meisten Merkmale liegt darin begründet, daß bestimmte Bedingungen in den verschiedensten Ablagerungsbereichen auftreten, und daß Ablagerungsbereiche wiederum in sich gliederbar sind, d. h. sie bestehen aus mehreren Unterbereichen, z. B. Ufer und Mitte eines Sees. Andererseits bietet sich gerade durch die Beziehungen der Unterbereiche, sei es durch die laterale Faziesfolge, sei es durch die vertikale Faziessequenz, ein gewichtiges und häufig ein entscheidendes Instrument zur Bestimmung des Ablagerungsbereiches.

Die berücksichtigten Kriterien sind signifikante Hinweise für das Ablagerungsgeschehen, sie beziehen sich auf das dynamisch prozessuale Geschehen einerseits und die Einfügung des in Entstehung gedachten Ablagerungskörpers in einen größeren geomorphologischen Zusammenhang, der das Ablagerungsgeschehen in wichtigen „Merkmalen“ mitbestimmt. So betrachtet, führt die Fazies-Analyse eines fossilen Sedimentkörpers geradewegs zur Rekonstruktion der palaeo-geographischen Verhältnisse und damit zu einem weiteren Aspekt der Geologie.

### Schriftenverzeichnis

- BEHRINGER, C. C.: Geschichte der Geologie und des geologischen Weltbildes. 158 S., Stuttgart (Enke) 1954.
- CURRAY, J. R.: Transgressions and Regressions. — Pap. Mar. Geol., Shepard Commemorative vol., S. 175—203, New York 1964.
- GOULD, H. R.: Environmental Indicators — A Key to the Stratigraphic Record. — SEPM Res. Symposium, Dallas 1969.
- HOLLENSHEAD, C. T. & PRITCHARD, R. I.: Geometry of producing mesaverde sandstone, San Juan Basin. In Peterson I. A. & Osmond J. C.: Geometry of Sandstone Bodies, S. 98—118, Fig. 1—15, Tab. 1—2; (AAPG) Tulsa/Oklahoma 1961.
- LAPORTE, L. F.: Ancient Environments. 116 S., 62 Abb., 10 Tab.; Englewood Cliffs/New Jersey (Prentice-Hall, Inc.) 1968.
- REINECK, H.-E.: Rückblick und Ausblick zur Entwicklung der Forschungsanstalt Senckenberg in Wilhelmshaven. — Natur u. Mus., **96**, S. 421—428, Abb. 1—2, Frankfurt a. M. 1966.
- SALOMON, W.: Geologische Beobachtungen des Leonardo da Vinci. — Sber. heidelberg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 8 Abb., Heidelberg 1928.
- SCHÄFER, W.: Biozönose und Biofazies im marinen Bereich. — Aufsätze u. Red. senckenb. naturf. Ges., **11**, S. 1—36, Frankfurt a. M. 1963.
- Sarso, Modell der Biofazies-Sequenzen im Korallenriff-Bereich des Schelfs. — Senckenbergiana maritima, **1**, S. 165—188, Abb. 1—10, Frankfurt a. M. 1969.
- SCHMIDT, H.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Pal., **38**, S. 1—154, Berlin 1935.
- SEILACHER, A.: Bathymetry of trace fossils. — Marine Geol., **5**, S. 413—428, Taf. 1—2, Fig. 1—4, Amsterdam 1967.
- SHINN, E.: Spur and Groove formation on the Florida reef tract. — J. Sed. Petrology, **33**, S. 291—303, Fig. 1—12, Menasha 1963.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN: Recent sandstones on the coasts of the Netherlands and on the Rhône delta. — Geol. en Mijnbouw, **19**, S. 196—213, Taf. 1—3, Abb. 1—3, 1957.
- VISHER, G. S.: Use of vertical profile in environmental reconstruction. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **49**, S. 41—61, 1965.



Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 117-128	2 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	--------	-------------------

# Über die Farben der Buntsedimente im saarpfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein

Von

DIETER HEIM, Mainz \*)

Mit 2 Tabellen und 1 Tafel

*Kurzfassung:* Es werden Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse mitgeteilt, die sich auf die Sedimentfarben der Buntsedimente im Rotliegenden und Buntsandstein beziehen. Das Problem der Entstehung gelb-brauner oder roter Sedimentfarben wird auf die Frage nach den unterschiedlichen Bildungsbedingungen von Goethit und Hämatit zurückgeführt. Danach werden die verschiedenen Möglichkeiten einer Entstehung der Farben in den obigen Sedimenten diskutiert und abschließend einige diagenetische Prozesse erörtert.

## Inhalt

1. Einführung . . . . .	117
2. Färbung und Farbträger der Buntsedimente im Buntsandstein und Rotliegenden . . .	118
2.1. Zur Färbung . . . . .	118
2.2. Die Farbträger . . . . .	119
3. Das Problem der Entstehung der heutigen Sedimentfarben . . . . .	122
3.1. Fragestellungen . . . . .	122
3.2. Zur Genese der Farbträger . . . . .	123
Schriftenverzeichnis . . . . .	126

## 1. Einführung

Bei petrographischen Untersuchungen des Verfassers im Buntsandstein und Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes ergaben sich einige Beobachtungen, welche sich unmittelbar auf die Sedimentfarben bezogen. Diese Beobachtungen sollen hier— teilweise durch weitere Untersuchungen ergänzt — einmal zusammengefaßt und in den allgemeinen Rahmen der Diskussion zur Entstehung von Rotsedimenten gestellt werden. Der Anstoß hierzu erwuchs aus Diskussionen mit Herrn Prof. FALKE zu diesem Fragenkreis. Dafür sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt. Großen Dank schulde ich auch Herrn Priv.-Doz. Dr. PENSE für eine elektronenmikroskopische Aufnahme. Herr Dr. KONRAD stellte mir eine von ihm gesammelte Probe zur Verfügung.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. D. Heim, 65 Mainz, Saarstraße 21, Geologisches Institut der Universität.

## 2. Färbung und Farbträger der Buntsedimente im Buntsandstein und Rotliegenden

### 2.1. Zur Färbung

Die Buntsedimente des Buntsandsteins und Rotliegenden weisen nicht eigentlich rote sondern vielmehr rotbraun bis violette und braunviolette sowie graugrüne Farben auf. Weitaus am häufigsten finden sich Farbtönungen zwischen Rotbraun und Violett. Violettes Material tritt in den bekannten violetten Grenzzonen des Buntsandsteins auf, ist aber durchaus nicht auf diese Horizonte beschränkt. Rotbraune Farben ohne violette Komponente findet man u. a. teilweise im Buntsandstein der Helgoländer Scholle oder im Rotliegend-Vorkommen von Lieth. Innerhalb der Buntsedimente können auch mehr oder weniger schichtgebunden, in Entfärbungshöfen oder in fleckiger Verteilung hellgraue, hellgelbe und gelb bis braune Farben auftreten. Sowohl im Buntsandstein wie auch im Rotliegenden bemerkt man häufig eine generelle Zunahme der Farbintensität mit feiner werdendem Korn (z. B. FALKE 1955). Auch deutlichere grüne Farbtönungen treten bei weitem vorwiegend in den Ton- bis Schluffgesteinen auf und zwar wiederum in Entfärbungshöfen sehr unterschiedlicher Größe, in unregelmäßig begrenzten Flecken oder auch mehr oder weniger schichtgebunden. In seltenen Fällen finden sich auch Violettfärbungen in ungleichmäßiger bis fleckiger Verteilung oder nach Konrad<sup>1)</sup> im Zusammenhang mit Entfärbungshöfen um Kalkgerölle.

Die Korngrößenfraktionierung von rotbraun-violettem Material bewirkt gewöhnlich auch eine gewisse Zerlegung der Farbkomponenten. Die einzelnen Fraktionen besitzen dann unterschiedliche Farbtönungen etwa zwischen rotbraun und violett. Bei der Fraktionierung von rotbraun-violetten Tonsteinen aus dem Oberrotliegenden erhielt ich gelegentlich graugrüne Grobfraktionen und intensiv schwarzbraun-violett gefärbte Feinfraktionen. Beim starken Zerreiben des Materials tritt die violette Komponente gewöhnlich mehr oder weniger zugunsten der rotbraunen zurück. Durch mehrstündiges Erhitzen des Materials auf 800—900° C bringt man die violette Komponente zum Verschwinden und es bleibt die rotbraune zurück.

Durch  $\frac{1}{2}$ - bis 2-stündiges Kochen in konz. HCl wurde stets eine praktisch völlige Entfärbung und nahezu völlige Lösung der Farbträger erreicht. Unter den danach verbleibenden klaren und mehr oder weniger trüben Quarzen befand sich noch ein Anteil von etwa 0,01 bis max. 0,4% an gefärbten Körnern (diese Färbung vorwiegend verursacht durch Einschlüsse). Die „Quarzkornfarben“ SCHNITZERS (1957) und KRÄMERS (1961) werden also weniger durch Eigenfarben des Quarzes als durch lösliche Farbträger verursacht. Bei der Lösung in Säuren wie auch bei der Lösung mit Na-Dithionit (durch Reduktion in fast neutraler Lösung) verhalten sich die Farbträger überwiegend violetter Gesteine deutlich resistenter als die Farbträger überwiegend rotbrauner Gesteine.

<sup>1)</sup> Mündliche Mitteilung.

## 2.2. Die Farbträger

### 2.2.1. Rotbraun-violette Färbungen

Als verantwortlicher Farbträger von Rotsedimenten ist bereits seit langer Zeit der Eisenglanz bekannt. In jüngerer Zeit wurde als weitere Ursache von Rotfärbungen Lepidokrokit (orange) durch BROWN (1953), SCHWERTMANN (1959), VALETON (1967) u. a. sowie Maghemit (rotbraun) durch v. D MAREL (1951), BONIFAS u. LEGOUX (1957), SCHWERTMANN (1959) u. a. in Böden oder Sedimenten bei allerdings häufig speziellen Bildungsumständen nachgewiesen. Bei 14 Proben aus unterschiedlichen Rotliegend- und Buntsandsteinvorkommen stellte STEINWEHR (1954) jedoch das ausschließliche Auftreten von Hämatit als färbendes Eisenmineral fest.

Röntgenaufnahmen des Verfassers von einigen hundert Proben aus weit gestreuten Buntsandsteinvorkommen (HEIM 1966) sowie aus Buntsedimenten des Rotliegenden zeigten stets den stärksten Hämatitreflex ( $d_{10.4}$ ), wenn die Färbung nur eine mindestens etwa mittlere Intensität erreichte. Vergleichsaufnahmen sowie chemische Analysen ließen erkennen, daß der Hämatitanteil der hier untersuchten rotbraun-violetten Sand- und Schluffsteine anscheinend unabhängig von den auftretenden Farbtonungen, jedoch weitgehend abhängig von der Farbintensität überwiegend etwa zwischen 0,5 und 2 % liegt. In Tongesteinen kann er allerdings wesentlich höher liegen. Als Beispiel seien hier einmal chemisch-mineralogische Analysen von vier etwa gleichkörnigen Sandsteinen unterschiedlicher Farbintensität und Farbtonung zusammengestellt (Tab. 1). Hämatitanteile zwischen 0,5 und 1 % genügen danach durchaus für eine mittlere bis gute Farbintensität.

Tab. 1. Auszug aus chemischen und röntgenographischen Analysen von vier feldspatführenden Sandsteinen unterschiedlicher Färbung aus dem Buntsandstein<sup>2)</sup>

vorherrschende Farbkomponente	hellrotbraun	mittelrotbraun	mittelviolett	schwarzviolett
Medianwert in $\mu \phi$ etwa	190	175	190	165
Hämatit in % (röntgenographisch <sup>3)</sup> )	< 1	1	1	2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	1,13	0,98	1,81
FeO	0,27	0,50	0,72	0,78
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,25	0,33	0,53
MnO	0,008	0,030	0,013	0,030
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,023	0,062	0,031	0,040

Acht Proben des obigen Materials wurden 6—8 h auf 800—900° erhitzt. Alle Proben zeigten danach eine Verbreiterung ihres Hämatitreflexes und eine Verschiebung seines Maximums um + 0,1 bis + 0,2° 2  $\theta$  (mit Cuk $\alpha$ -Strahlung). Eine bis auf < 10  $\mu \phi$

<sup>2)</sup> Die chemischen Analysen wurden von Frau Dipl.-Chem. A. STEINBRUNN ausgeführt.

<sup>3)</sup> Nach Eichmischungen unter Verwendung eines  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Präparates der Fa. Merck.

gemahlene Vergleichsprobe von nichtsedimentärem Eisenglimmer ließ bei gleicher Behandlung keine Veränderung des  $d_{10.4}$ -Reflexes erkennen. Die obige Reflexverschiebung beim Erhitzen der sedimentären Hämatite könnte auf partielle Gitterschrumpfungen und Austreibung von Wasser deuten.

WARNACH (1964) und v. STEINWEHR (1967) fanden bei der Darstellung von synthetischem Hämatit bei verschiedenen Temperaturen eine Abnahme des Zellvolumens mit der Temperatur und gewisse Unstetigkeiten etwa bei 800° C. Auf Grund der Ergebnisse dieser Arbeiten tritt VON STEINWEHR (1969) für eine Unterscheidung des wasserfreien Hämatites vom vermutlichen Hydroxylgruppen enthaltenden Turgit (= „Hydrohämatit“) ein. Auch andere Autoren haben in jüngerer Zeit wieder einen Hydrohämatit vom Hämatit und Goethit unterschieden (HARDER 1951, SCHEFFER, WELTE, LUDWIG 1957, GLEMSE 1961, FINKENWIRTH 1964 u. a.). Die verschiedenen Arbeitsbereiche und die unterschiedliche Methodik führten jedoch auch zu unterschiedlichen Begriffsfassungen des „Hydrohämatites“. Eine eingehendere Untersuchung und Definition wäre daher sehr wünschenswert. Der Hauptfarbträger der Rotsedimente soll hier bis auf weitere Untersuchungen stets als „Hämatit“ bezeichnet werden.

Bekanntlich treten in Braunsedimenten auch röntgenamorphe Fe-Hydroxide auf (z. B. SCHWERTMANN 1959). So wurde auch an dem hier untersuchten Material geprüft, ob außer Hämatit röntgenamorphe Fe-Hydroxide an der Sedimentfärbung beteiligt sein können. Gegen eine gleichzeitige Beteiligung von Hämatit und amorphen Fe-Hydroxiden bzw. Übergangsphasen zum Hämatit an den Gesteinsfarben sprechen jedoch folgende Untersuchungsergebnisse: a) Der Hämatitreflex zeigt stets gleiche Schärfe. b) Innerhalb der jeweiligen Fehlergrenzen wurde eine völlige Übereinstimmung zwischen chemischer  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — und röntgenographischer  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  — Bestimmung gefunden. c) Gehen Quarzen anhaftende Hämatitaggregate randlich in sehr dünne Häutchen über, so lassen diese bereits lichtoptisch eine granulare Struktur von hoch doppelbrechenden Körnern (vermutlich Hämatit) erkennen. So darf eine wesentliche Beteiligung von röntgenamorpher Substanz an rotbraun-violetten Sedimentfarben bei den hier untersuchten Proben ausgeschlossen werden.

Man wird nun vor allem nach der Ursache der unterschiedlichen Farbtönungen, insbesondere nach der Ursache der violetten Farbkomponente fragen. Da der Hämatit zweifellos sowohl die rotbraunen wie auch die violetten Sedimentfarben bedingt, liegt es zunächst nahe, die Ursache der Farbunterschiede in einem unterschiedlichen Fremdioneneinbau im Hämatitgitter zu suchen. Neben dem Einbau von Al käme vor allem ein  $\text{Ti}^{3+}$ -Einbau in Frage. Stark unterschiedliche Anteile von Fremdionen im Gitter sollten sich durch gewisse Reflexverschiebungen bemerkbar machen. Hierfür lieferten Röntgenanalysen von rotbraunen und violetter Material jedoch keine Hinweise. Der  $d_{10.4}$ -Reflex des Hämatites liegt bei allen Proben und unabhängig von ihrer Farbtönung stets bei  $2\theta = 33,15 \pm 0,02^\circ$  mit  $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung (bezogen auf Quarz).

v. STEINWEHR (1967, S. 401) beobachtete bei der Erhitzung von synthetischem Hämatit — jedoch nicht in Übereinstimmung mit ähnlichen Erhitzungsversuchen des Verfassers an sedimentären Hämatiten — einen Farbumschlag von „leuchtend-rot zu violett-braun“ etwa zwischen 800 und 900° C. Die unterschiedliche Resistenz rotbrauner und violetter Sedimentfarben gegenüber chemischer Lösung, ihre Veränderlichkeit bei künstlicher Materialzerkleinerung und vor allem lichtoptische Vergleichsuntersuchungen (s. u.) weisen darauf hin, daß es sich bei den unterschiedlichen Farbtönungen im wesentlichen um Körnungseffekte handelt.

Im Mikroskop beobachtet man nun den Hämatit überwiegend in flockigen bis lap-pigen Aggregaten, kleinere Körner als  $20\text{--}30\ \mu\ \phi$  meist völlig umkrustet, größeren Körnern ungleichmäßig fleckig anhaftend. Daneben tritt ein pigmentartiger Befall von  $\pm$

opaken Körnern in Korngrößen etwa zwischen  $< 0,5$  und  $2\mu$  auf, sowie (sehr viel seltener) von rotbraun durchscheinenden Tafeln mit überwiegend pseudohexagonalen und rhombischen Umrissen und in Korngrößen vorwiegend zwischen  $2$  und  $5\mu$ . Aber auch hier findet man eine statistische Kornverteilung über die gesamte Oberfläche des Wirtskornes sehr viel seltener als mehr oder weniger dichte Anhäufungen. Vor allem bei nur geringerem Pigmentbefall werden Unebenheiten der Oberfläche oder (bei Feldspäten) Spaltrisse des Wirtskornes bevorzugt.

Während nun bei sehr intensiver Sedimentfärbung alle oder nahezu alle Körner befallen sind, treten bei weniger intensiver Färbung auch von Hämatit freie oder nahezu freie Körner auf. Auffällig ist dabei ein häufig bevorzugter Befall von Quarzen, während Feldspäte und größere Muskovite einen deutlich geringeren oder keinen Befall zeigen.

Man beobachtet jetzt jedoch einige charakteristische Unterschiede zwischen rotbraunem und violettem Material. In jenem tritt ein lappen- bis fetzenartiger Befall von je nach ihrer Dicke dunkelrotbraun bis schwach orange durchscheinenden Hämatitaggregaten äußerst feiner Körnung auf. Diese „Fetzen“ zeigen häufig an einer Seite scharfe dicke Ränder, von denen aus sie sich keilartig verjüngen bis zu kaum noch wahrnehmbaren (jedoch fein granulierten) Häutchen (Fig. 2). Im violettem Material finden sich ausschließlich flockige, opake bis randlich schwarz-rotbraun durchscheinende Aggregate und Pigmente von offensichtlich derberem Charakter (Fig. 1).

Weiterhin wurde Hämatit in Form größerer idiomorpher Täfelchen (Eisenglimmer) bisher ausschließlich im überwiegend violettem Material beobachtet. Gewöhnlich ist dieses Pigment dann allerdings nur in Anteilen von etwa  $0,5$ — $5\%$  am Gesamtbefall beteiligt. Ein violetter Sandstein aus dem Unteren Buntsandstein der Vogesen enthielt jedoch den Hämatit nur in dieser Form (Fig. 3 u. 4).

### 2.2.2. Grüne Färbungen

Als Farbträger von grünen Sedimentfarben wurden außer Chloritmineralen genannt Illit (GRIM 1951, KELLER 1953, ECHLE 1961), Montmorillonit (GRIM 1951) und Berthierin (SCHNEIDERHÖHN 1964). Als im Buntsandstein lokal auftretende Chloritminerale wurden genannt Corrensit und Pennin (BECHER 1965) und „Diabanit bis Delessit“ (OKRAJEK 1965). Als Farbträger von Grünfärbungen wurden vom Verfasser in Schluff- und Tonsteinen aus dem Rotliegenden und Buntsandstein Chlorite gefunden, die vermutlich in die Prochloritgruppe gehören. Der in den pflanzenführenden Oberrotliegend-Tonen von Sobernheim als Farbträger von grünen Farbkomponenten auftretende Chlorit erwies sich nach röntgenographisch-optischer Analyse als Pyknochlorit.

Chlorite können nun ebenso in rotbraun-violettem Material auftreten wie in grünem. Als Farbträger werden sie leicht von Hämatit überdeckt und können als solche nur wirksam werden, wenn sie mindestens in Anteilen von einigen Prozenten auftreten und der Hämatitanteil sehr stark absinkt. Im Oberrotliegend-Tonsteinen des Saar-Nahe-Gebietes tritt ein eisenreicher Chlorit vorwiegend als diagenetische Neubildung aus den Zersetzungsprodukten von Biotiten auf. In den Sandsteinen des Rotliegenden und Buntsandsteins findet man Chloritminerale in sehr geringen Anteilen weitverbreitet und häufig mit Glimmern und Hämatit zusammen Quarzen (und Feldspäten) anhaftend.

### 3. Das Problem der Entstehung der heutigen Sedimentfarben

#### 3.1. Fragestellungen

Die Frage nach den Bildungsumständen der Rotsedimente und der Ursache ihrer Färbung ist fast so alt wie die Geschichte der Geologie. v. HOUTEN führte bereits 1961 103 seit 1833 erschienene Arbeiten an, die sich mit der Entstehung von Rotsedimenten befassen oder zu diesem Problem Stellung nehmen. Mit den Rotsedimenten des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet beschäftigt sich FALKE vor allem 1954 und 1955 und leitet sie von einem Liefergebiet mit Rotverwitterung ab. Die Schwierigkeit einer Deutung der fossilen Rotsedimente wird vorwiegend verursacht durch das Fehlen eines aktuogeologischen Bezuges. Während wir weitverbreitet rezente Rotverwitterung kennen, liegen über Bildungen rezenter Rotsedimente größeren Umfanges nur äußerst spärliche Berichte vor. Das Problem soll hier einmal kurz aus sedimentpetrographischer Sicht erörtert werden.

Das bei der Verwitterung der mafischen Minerale anfallende Eisen findet sich im Sediment vorwiegend wieder silikatisch gebunden in den Illiten und Chloriten der Tongesteine, ebenso aber auch weitverbreitet (im Gegensatz zum Al) hydroxidisch bzw. oxidisch gebunden in röntgenamorphen Fe-Hydroxiden, Goethit und Hämatit. Dieses sind offenbar unter den an der Erdoberfläche am häufigsten herrschenden physikalisch-chemischen Bedingungen die stabilsten Eisenverbindungen [vgl. hierzu z. B. die Stabilitätsbereiche der Fe-Minerale im Eh-pH-Feld (KRUMBEIN & GARRELS 1952, NICHOLLS 1963 u. a.) mit natürlichen Milieubedingungen der Erdoberfläche (BECKING, KAPLAN, MOORE 1960)]. Unter den obigen Hydroxiden bzw. Oxiden treten nun offenbar in den meisten Gesteinen Paragenesen von Hämatit + Goethit oder (und) röntgenamorphen Fe-Hydroxiden sehr stark zurück gegenüber Vorkommen lediglich von Hämatit (als Farbträger in roten bis violetten Gesteinen) oder lediglich von Goethit + mehr oder weniger röntgenamorphen Fe-Hydroxiden (als wichtigste Farbträger in gelben bis braunen Gesteinen). Die Chlorite dagegen werden sowohl zusammen mit Hämatit wie auch mit Fe-Hydroxiden gefunden. Das Problem der Entstehung von Braun- oder Rotsedimenten führt also zunächst einmal auf die Frage nach den natürlichen Umweltfaktoren, welche — innerhalb des Stabilitätsbereiches von  $\text{Fe}^{3+}$ -Verbindungen — die Bildung entweder von Goethit oder von Hämatit entscheiden und nach dem Verhalten dieser Minerale bei einer Änderung jener Faktoren.

Mit der experimentellen Dehydratation von Goethit und seiner Umbildung zu Hämatit befaßten sich bereits 1919 POSNJAK und MERVIN. Andere experimentelle Arbeiten folgten. SCHMALZ (1958) berechnete die Stabilitätsgrenze Goethit-Hämatit auf Grund experimenteller Daten und thermodynamischer Überlegungen. Umfangreichere Arbeiten über die Bildungsbedingungen von Goethit und Hämatit lieferten SCHEFFER, WELTE, LUDWIG (1957) und SCHELLMANN (1959). Die wichtigsten Ergebnisse aller Untersuchungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Hämatitbildung wird begünstigt durch hohe Temperaturen, niedriges pH und durch die Anwesenheit gewisser Kationen, Goethitbildung durch niedrige Temperaturen, hohes pH und vielleicht durch die Anwesenheit bestimmter Anionen. Die Alterung von mit Basen gefällttem Fe-Hydroxid bei Zimmertemperatur führt zu Goethit-Hämatit-Gemengen. In weitergehenden Einzelheiten stimmen die Angaben verschiedener Autoren allerdings nicht immer überein. So liegen z. B. über den Einfluß des Wassers auf die Kristallbildung z. T. widersprüchliche Ergebnisse vor. Nach SCHMALZ

kann subaerisch bei rel. Feuchtigkeiten  $< 60\%$  bereits bei  $25^{\circ}\text{C}$  Hämatitbildung erfolgen, nach anderen Autoren auch subaerisch nur bei erheblich höheren Temperaturen. Eine marine Hämatitbildung dürfte unter den heutigen marinen Milieubedingungen jedoch nach keinem Autor möglich sein. SCHELLMANN fand (bei mit  $\text{NH}_4\text{OH}$  gefälltem Fe-Hydroxid) bei Zimmertemperatur lediglich im pH-Bereich 4—5 eine Alterung zu reinem Hämatit und erst bei höherem pH als etwa 10 eine Alterung zu reinem Goethit. Die Kristallisationsgeschwindigkeit ist nach SCHELLMANN weiterhin am geringsten im neutralen Bereich, sie steigt stark an mit der Acidität, Basizität und der Temperatur.

Auskünfte zu den obigen Fragen möchte man weiterhin von Untersuchungen natürlicher rezenter Goethit- und Hämatitbildungen erwarten. Eine Übersicht über rezente Roterde- (und Hämatit-) Bildungen geben DUNBAR und RODGERS (1957, S. 209—218) und v. HOUTEN (1961, S. 106). Über Verwitterungsbildungen des Eisens und seine kontinuierliche Kristallisation mit dem geologischen Alter zu Goethit im humid-gemäßigtem Klimabereich berichtet SCHWERTMANN (1959). Viele Beobachtungen zur natürlichen Hämatitbildung finden sich in der umfangreichen Literatur über Laterite (z. B. KÖSTER 1956 u. VALETON 1967), wichtige Beobachtungen zur Bildung rezenter Roterden und Rotlehme enthalten jedoch auch die Ausführungen von KUBIENA (1948, S. 101—117).

Areale mit rezenter Rotverwitterung treten etwa zwischen  $40^{\circ}$  nördlicher und südlicher Breite auf, nur selten gehen sie darüber hinaus. In dieser Zone findet man sie jedoch nicht in den ariden sondern vorwiegend in den feuchtwarmen Klimabereichen (z. B. GANSSEN, HÄDRICH 1965). Begünstigt für eine Rotverwitterung sind nach den obigen u. a. Autoren gut entwässernde Hochländer, welche — etwa im jahreszeitlichen Wechsel — sowohl extreme Austrocknung und Aufheizung wie auch starke Durchnässungen des Gesteines zeigen, begünstigt sind ferner leicht verwitterbare Gesteine wie Kalke oder basische Eruptiva. Nach v. HOUTEN findet man rezente Rotverwitterung fast immer verbunden mit sauren Böden und in Klimabereichen mit jährlichen Niederschlägen von mehr als 102 cm und Durchschnittstemperaturen von mehr als  $16^{\circ}\text{C}$ . Nach SCHWERTMANN ist dagegen im humid-gemäßigtem Klimabereich Mitteleuropas ausschließlich der Goethit stabil.

Nach den obigen Beobachtungen und experimentellen Ergebnissen wird man vermuten, daß sporadische Durchnässungen des Gesteines im wesentlichen die Voraussetzung für die Freimachung und Mobilisierung des Eisens bilden, die Hämatitbildung bei der Rotverwitterung jedoch i. a. trocken und vielleicht nur bei gewissen Mindesttemperaturen erfolgt.

### 3.2. Zur Genese der Farbträger

Die Fragen zur Entstehung der Sedimentfarben müssen offensichtlich bei jedem Sedimentmaterial neu gestellt werden. WALKER (1967) zeigte, daß die Rotfärbung von Rot-sedimenten postsedimentär durch authigene Hämatitbildung bei der Verwitterung mafischer Minerale (Biotit und Hornblende) verursacht werden kann. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen u. a. auch ROBB (1949) und NORRIS und NORRIS (1961). Eine teilweise autochthone Rotfärbung durch Biotitzersatz im Buntsandstein vermutet auch VALETON (1953). Ein genereller Zusammenhang zwischen den faziell und regional sehr differenziert auftretenden Biotiten sowie ihren Zersetzungsprodukten im Rotliegenden und Buntsandstein und der Sedimentfärbung besteht jedoch keinesfalls. Im Schliff findet man den Hämatit auch an primären Berührungs- und Druckpunkten zwischen den Körnern (entsprechende Beobachtungen beschreiben auch STROMBERG 1964 und JONES 1965). Das mikroskopische Erscheinungsbild des Hämatites in den hier untersuchten Rotliegend- und Buntsandsteinproben spiegelt zum großen Teil offensichtlich Ausflockungsprozesse wider, wobei die einzelnen Flocken unter einer gewissen Korngröße blieben. Die lappen- bis fetzenartigen

Formen könnten auf Schrumpfrisse gelartiger Absonderungen mit nachfolgenden mechanischen Beanspruchungen deuten. Nach dem mikroskopischen Erscheinungsbild darf man eine unmittelbare Ausfällung von Fe-Hydroxiden am Korn aus echter Lösung — etwa im Sinne von CASTANO und GARRELS (1950) — hier weitgehend ausschließen. Nach dem Obigen werden die heute als Hämatit vorliegenden Farbträger weiterhin zum größten Teil bereits vor der Sedimentation in das Material eingebracht worden sein. Die Mobilisation des Eisens vor der Adsorption wird man sich nach REIFENBERG (1929), KUPIENA (1948, S. 101—109), CORRENS (1961), OELSNER (1962) u. a. vorwiegend als Sol vorstellen. Es gibt dann jedoch immer noch mehrere Möglichkeiten, unter welchen sich nach den bisherigen Beobachtungen nicht eindeutig entscheiden läßt:

a) Der Hämatit wurde als solcher bereits mit dem Material zusammen angeliefert. Hierfür könnte der häufige Zusammenhang von Rotsedimenten mit fossiler Rotverwitterung im Liefergebiet sprechen (Übersicht bei v. Houten 1961, S. 91). So befindet sich auch am nordwestl. Beckenrand des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet NW Langenthal an der Rotliegend-Basis ein wahrscheinlich fossiler Boden mit Rotverwitterung, und nach SCHLEGELMILCH (1968) treten im thüringischen Schiefergebirge autochthone Rotfärbungen der Buntsandstein-Unterlage auf. Gegen eine detritische Abkunft des Hämatit sprechen jedoch viele aktuogeologische Zeugnisse. In tropischen und subtropischen Klimabereichen werden heute Braunsedimente gebildet statt Rotsedimente (z. B. HAMDI & IBERG 1954, JONES 1965). Nach anderen Autoren führen auch Flüsse, die lateritische Areale entwässern, graubraunes Sedimentmaterial. KUBIENA und WALKER fanden allerdings in solchen Flüssen Rotmaterial lediglich überdeckt von andersgefärbtem Material. HINZE und MEISCHNER (1968) beobachteten jedoch bei fluviatilen Transport von Rotmaterial einen Farbschlag nach braun verbunden mit Hämatitverwitterung zu (?) Brauneisen und Goethit.

b) Die heute als Hämatit vorliegenden Farbträger wurden als Goethit oder röntgenarmorphe Fe-Hydroxide angeliefert (ev. durch Verwitterung von Rotmaterial während des Transportes) und epigenetisch oder frühdiagenetisch hämatitisiert. Unter der Voraussetzung postsedimentärer entsprechender Materialaustrocknungen würde diese Möglichkeit im Einklang stehen mit den obigen Erkenntnissen zur Hämatitbildung. Ferner gibt es für epigenetische bis frühdiagenetische Hämatitbildungen im Sediment viele Beispiele. Vom Verfasser wurden frühdiagenetische Hämatitbildungen u. a. in dem weiter unten erwähnten Oberrotliegend-Tonen von Sobornheim festgestellt. Gegen eine generelle postsedimentäre Lateritisierung des etwa als Braunmaterial angelieferten Sedimentes spricht jedoch das Fehlen von braunem Reliktmaterial, welches dann bei schneller Sedimenteindeckung und geringer Austrocknung vor allem im Beckeninnern des Buntsandsteins erwartet werden sollte.

c) Die Farbträger wurden wie unter b) angeliefert, unterlagen dann jedoch einer vor allem vom geologischen Alter abhängigen generellen diagenetisch-intrastratalen Hämatitisierung. Eine solche Annahme würde die obigen Schwierigkeiten umgehen. Dagegen spricht jedoch das Auftreten von prätriassischem Braunmaterial sowie das offensichtliche Fehlen eines allgemeingültigen Zusammenhangs zwischen Alter, Druck, Temperatur und Hämatisierung von Braunsedimenten.

Vor allem das generelle Fehlen von primärem Braunmaterial sowie das Auftreten von Hämatit ebenso in der brackisch-marinen Fazies wie auf den alten Landoberflächen des Buntsandsteins legt die Annahme nahe, daß hier bisher rezente nicht bekannte Umweltsbedingungen wirksam waren, welche eine Hämatitverwitterung im Sedimentationsbecken verhinderten oder (und) die postsedimentäre Hämatitisierung von Brauneisen extrem begünstigte. Ohne weitere Untersuchungen zum Verhalten des Hämatites im aquatischen Milieu werden die hier angeschnittenen Fragen kaum zu lösen sein.

Es soll jetzt noch kurz auf die Frage von diagenetischen Veränderungen der Sedimentfarben eingegangen werden. Nach den anfangs (S. 118) erwähnten Beobachtungen zum Auftreten der violetten Farbkomponente wird man vermuten, daß diese sich teil-



weise erst postsedimentär herausgebildet hat. Die im Sediment auftretenden Chloritminerale können sowohl postsedimentären Neubildungen oder Umbildungen entstammen wie auch dem eingeschwemmten Material. Innerhalb der Buntsedimente des Rotliegenden und Buntsandsteins spielen eine bedeutende Rolle vor allem lokale Lösungen des Hämatites durch (vermutlich spätdiagenetische) Hämatitverwitterung. Neben den in jedem Material auftretenden Entfärbungshöfen beobachtet man in Wechsellagerungen von Sediment unterschiedlicher Körnung (stets in unmittelbarem Zusammenhang mit der Wegsamkeit) weitgehend schichtgebundene, in homogenem Material dagegen vorwiegend fleckige Entfärbungen. Bereits von EICHHOFF u. REINECK (1952) wurde an einigen Proben aus dem Rotliegenden festgestellt, daß durch die Hämatitlösung lediglich die Grundfarbe des Gesteines zum Vorschein gekommen war, das reduzierte Eisen jedoch aus dem Lösungsraum vollständig abtransportiert wurde. In geringerem Umfang wird man lokal allerdings auch mit autochthonen Neubildungen von  $\text{Fe}^{2+}$ -Verbindungen rechnen müssen (z. B. VALETON 1953). Der Verfasser fand auch in grünem Material stets noch geringe Hämatitanteile, die nicht mit gelöst wurden. In durch Hämatitverwitterung gelb-braun gefärbtem Material ließ sich dagegen kein Hämatit mehr nachweisen, hier treten jedoch gelegentlich Neubildungen von Chloritmineralen auf.

Als Beispiel für Rot-Grün-Sedimente seien hier einige Analysenwerte aus einer Untersuchung der pflanzenführenden Oberrotliegend-Tone von Sobernheim zusammengestellt (Tab. 2). Der Zersatz des eingeschwemmten Pflanzenmaterials verursachte in diesen Tonen eine (vermutlich frühdiagenetische) partielle Lösung der  $\text{Fe}^{3+}$ -Verbindungen (Hämatit?). Hierdurch wird die durch Pyknochlorite bedingte graugrüne Grundfarbe in dem sonst (heute) rotvioletten Tönen teilweise wieder sichtbar. Die reine Graugrünfärbung beschränkt sich auf die pflanzenführenden Horizonte, daneben treten jedoch fleckenartig alle Übergangsstufen bis zum Rotviolett auf. Die Analysen zeigen, daß der Chloritanteil in rotvioletten und graugrünen Tönen praktisch gleich ist und es also zu keiner Chloritneubildung kam. Das gelöste Eisen fiel nach seinem Transport (vermutlich in der Größenordnung von Dz. bis Mtr.) in knollenartigen Anreicherungen aus und kristallisierte wiederum zu Hämatit (Probe 3 Tab. 2).

Tab. 2. Auszug aus chemischen und röntgenographischen Analysen der grünen und rotvioletten pflanzenführenden Oberrotliegend-Tone von Sobernheim (Erläuterungen im Text)

Probe	1	2	3
Färbung	graugrün	rotbraun- violett	rotbraun- dkl.-violett
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,85	2,60	9,20
FeO	2,74	2,63	2,30
Hämatit (röntgenographisch)	—	2	7,5—10
Chlorit (röntgenographisch)	25—35	25—35	20—30

Die Tone enthalten außer dem Chlorit höhere Anteile an Illiten, Glimmerneubildungen und etwa 10% Quarz. Probe 1 enthält einen nur noch optisch ermittelbaren sehr geringen Hämatitrest. Das Eisen dieser Probe wird im wesentlichen vermutlich im Illit und Chlorit enthalten sein.

## Schriftenverzeichnis

- BAAS BECKING, L. G. M., KAPLAN, I. R., MOORE, D.: Limits of the Natural Environment in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials. — *J. Geol.* **68**, 3, S. 243—284, Chicago 1960.
- BECHER, A.: Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckennern in Buntsandstein Nordost-Bayerns. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**, S. 586—613, Berlin, Heidelberg, New York 1965.
- BONIFAS, M. & LEGROUX, P.: Presence de maghemite massive dans des produits d'alteration lateritique. — *Bull. Serv. Carte Geol. Als.-Lorr.*, **10**, S. 7—10, Strasbourg 1957.
- BROWN, G.: On the Occurrence of Lepidocrocite in some British Soils. — *J. Soil Sci.*, **4**, S. 220—225, 1953.
- CASTANO, J. R. & GARRELS, R. M.: Experiments on the Deposition of Iron with Special Reference to the Clinton Iron Ore Deposits.—*Econ. Geology*, **45**, S. 755—770, New Haven 1950.
- CORRENS, C. W.: Die Löslichkeit des Eisens nach Untersuchungen im Laboratorium und in der Natur.—*Z. Erzbergbau Metallhüttenwes.*, **14**, S. 468—469, Stuttgart 1961.
- DUNBAR, C. O., RODGERS, J.: Principles of Stratigraphy. New York 1957.
- ECHLE, W.: Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **8**, S. 28—59, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1961.
- EICHHOFF, H. J. & REINECK, H. E.: Sekundäre Verfärbung durch Herauslösen von Hämatit aus Gesteinen. Ein Beitrag zur Rot-Grün-Färbung. — *N. Jb. Mineral., Mh.*, 11/12, S. 315—324, Stuttgart 1952.
- FALKE, H.: Die Sedimentationsvorgänge im Saarpfälzischen Rotliegenden. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **36**, S. 32—53, Stuttgart 1954,  
— Die Rotsedimentation im Saar-Pfälzischen Rotliegenden. — *Geol. Rdsch.*, **43**, S. 350—351, Stuttgart 1955.
- FINKENWIRTH, A.: Das Eisenerz des Lias y am Kahlberg bei Echte und der Weißjura in Südhannover in ihrer grundsätzlichen Bedeutung für lagerstättenkundliche, paläogeographisch-fazielle und tektonische Probleme des Saxonikums. — *Geol. Jb., Beih.*, **56**, S. 1—131, Hannover 1964.
- GANSSEN, R., HÄDRICH, F.: Atlas zur Bodenkunde, Mannheim 1965.
- GLEMSE, O.: Ergebnisse und Probleme von Verbindungen der Systeme Oxyd-Wasser. — *Angew. Chem.* **73**, 24, S. 785—808, Weinheim 1961.
- GRIM, R. E.: The Depositional Environment of Red and Green Shales. — *J. Sediment. Petrol.*, **21**, S. 226—232, Tulsa 1951.
- HAMDI, G. & IBERG, R.: Zur Kenntnis der alluvialen Tone des Nils. — *Z. Pfl. ernähr. Düng.*, **67**, S. 193—197, Heidelberg, Berlin 1954.
- HARDER, H.: Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias y. — *Heidelbg. Beitr. Mineral. Petrogr.* **2**, S. 455—476, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1951.
- HEIM, D.: Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**, S. 235—250, Wiesbaden 1966.
- HINZE, C. & MEISCHNER, D.: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? — *Marine Geology*, **6**, S. 53—71, Amsterdam 1968.
- HOUTEN, F. B. VAN: Climatic Significance of Red. Beds. — In Nairn, A.E.M. (Ed.): *Descriptive Palaeoclimatology*, S. 89—139, New York 1961.

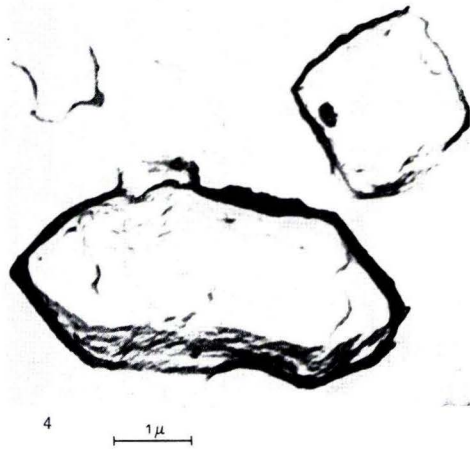
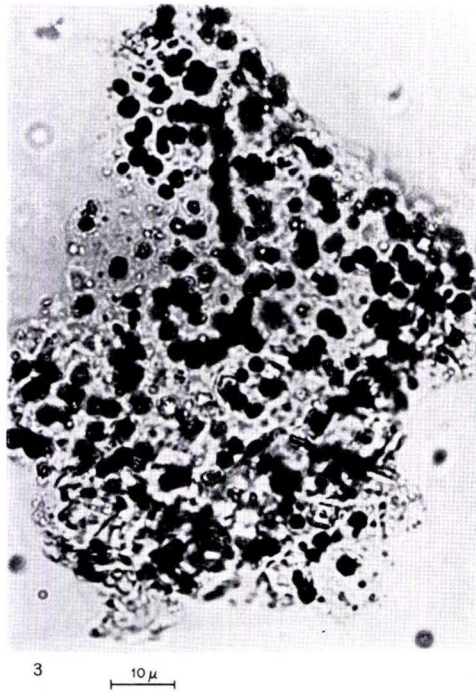
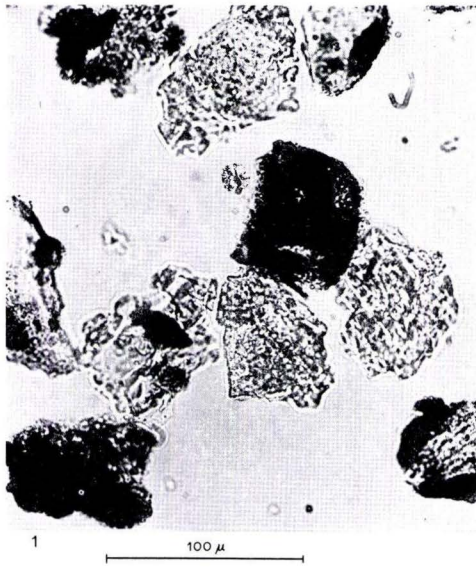
- JONES, G. P.: Red Beds in North-eastern Nigeria. — *Sedimentology*, **5**, 3, S. 235—247, Amsterdam 1965.
- KELLER, W. D.: Illite and Montmorillonite in Green Sedimentary Rocks. — *J. Sediment. Petrol.*, **23**, S. 3—10, Tulsa 1953.
- KÖSTER, H. M.: Beitrag zur Kenntnis indischer Laterite. — *Heidelbg. Beitr. Mineral. Petrogr.* **5**, S. 23—54, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1955.
- KRÄMER, F.: Sediment-Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein Süd-Niedersachsens. Inaugural-Diss., Frankfurt 1961.
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M.: Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxidation-Reduction-Potentials. — *J. Geol.*, **60**, 1, S. 1—33, Chicago 1952.
- KUBIENA, W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. Wien 1948.
- MAREL, H. W. VAN D.: Gamma Ferric Oxide in Sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, **21**, S. 12—21, Tulsa 1951.
- NICHOLLS, G. D.: Environmental Studies in Sedimentary Geochemistry. — *Sci. Progr.*, **51**, 101, S. 12—31, New Haven 1963.
- NORRIS R. M. & NORRIS, K. S.: Algodones Dunes of Southeastern California. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **72**, S. 605—619, New York 1961.
- OELSNER, O.: Zur Herkunft des Eisens in oolithischen Eisenlagerstätten. — *Freiberger Forsch.-H.*, **129**, S. 5—19, Berlin 1962.
- OKRAJEK, A.: Sedimentpetrographische Untersuchung toniger und sandiger Lagen des Mittleren Buntsandsteins in Bohrungen und Tagesaufschlüssen Süd-Niedersachsens. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**, S. 507—534, Berlin, Heidelberg New York 1965.
- POSNJAK, E. & MERVIN, H. E.: The Hydrated Ferric Oxides. — *Am. Jour. Sci.*, 4th ser., **47**, S. 311—348, 1919.
- REIFENBERG, A.: Die Entstehung der Mediterran-Roterde (Terra rossa). — *Kolloid-chem. Beih.*, Berlin 1929.
- ROBB, G. L.: Red Bed Coloration. — *J. Sediment. Petrol.*, **19**, S. 99—103, Tulsa 1949.
- SCHAEFFER, F., WELTE, E. & LUDWIG, F.: Zur Frage der Eisenoxyhydrat im Boden. — *Chemie der Erde* **19**, S. 51—64, Jena 1957.
- SHELLMANN, W.: Experimentelle Untersuchungen über sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. — *Chem. d. Erde*, **20**, S. 105—135, Jena 1959.
- SCHLEGELMILCH, V.: Rotfärbungen im Thüringer Schiefergebirge. — *Geologie*, **17**, 2, S. 136—155, Berlin 1968.
- SCHMALZ, R. F.: Thermodynamic Calculations Relating to the Origin of Red Beds. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **69**, S. 1639—1640, New York 1958.
- SCHNEIDERHÖHN, P.: Über das Vorkommen des Aluminiums in einer ooidische Eisenerze enthaltenden marinen Schichtenfolge. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **10**, S. 141—151, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1964.
- SCHNITZER, W. A.: Die Quarzkornfarbe als Hilfsmittel für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung sandiger Sedimente. — *Erlanger geol. Abh.*, **23**, Erlangen 1957.
- SCHWERTMANN, U.: Mineralogische und chemische Untersuchungen an Eisenoxyden in Böden und Sedimenten. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **93**, 1, S. 67—86, Stuttgart 1959.
- STEINWEHR, R. E. VON.: Über das Pigment roter Gesteine. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **99**, S. 355—360, Stuttgart 1954.
- Gitterkonstanten im System  $\alpha$ -(Al, Fe, Cr)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und ihr Abweichen von der Vegardregel. — *Z. Kristallogr.*, **125**, S. 377—403, Frankfurt 1967.
- The Pigment in Red Beds — a Geologic Thermometer. — *Naturwiss.*, Berlin. (Im Druck)

- STROMBURG, G.: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den Sedimenten (Schichtflut-fanglomeraten) des Oberrotliegenden von Schramberg. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**, S. 20—48, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1964.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. — *Heidelbg. Beitr. Mineral. Petrogr.*, **3**, S. 335—379, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1953.
- Ein Lateritprofil auf klastischen Sedimenten des Mittelmiozäns von Neyveli (Madrastate-Indien). — *Contr. Min. a. Petrol.*, **14**, S. 163—175, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- WALKER, TH. R.: Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78**, S. 353—368, New York 1967.
- Color of Recent Sediments in Tropical Mexico: A Contribution to the Origin of Reds Beds. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78**, S. 917—920, New York 1967.
- WARNACH, K.: Al-Gehalte in Hämatiten. Diss., Mainz 1964.

### Tafelerklärung

Erläuterungen zu den Fig. 1—4 (vgl. auch S. 120 ff.).

- Fig. 1. „Flockige“ Ausscheidungen von nahezu opaken Hämatitaggregaten und wenig „Pigment“ vorzugsweise auf Quarzen in einem violetten Sandstein. Die drei nur von wenig „Pigment“ befallenen Körner sind Orthoklase.
- Fig. 2. „Lappen- bis fetzenartige“ Ausscheidungen von rotbraun durchscheinenden Hämatitaggregaten auf Quarz in einem rotbraunen Sandstein. Die Aggregate besitzen sehr ungleiche Dicken; an den dünnsten Häutchen wird die granulare Struktur sichtbar (vgl. S. 121).
- Fig. 3. Hämatit in pseudohexagonalen Täfelchen auf Quarz in einem violetten Sandstein.
- Fig. 4. Zwei Hämatittäfelchen aus dem gleichen Sandstein (Elektronenmikroskop).



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 129-150	5 Abb.	1 Tab.	5 Taf.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	--------	--------	-------------------

# Beobachtungen an quartären Buntsedimenten der zentralen Sahara

Von

MANFRED FÜRST, Mainz \*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 5 Tafeln

## Inhalt

1. Einleitung . . . . .	129
2. Problemstellung . . . . .	130
3. Niederschlagsverhältnisse . . . . .	132
4. Grundwasserspiegel . . . . .	134
5. Quartäre Ablagerungen und Bodenbildungen . . . . .	135
5.1. Pleistozäne fluviatil-limnische Ablagerungen . . . . .	135
5.2. Quartäre Bodenbildungen . . . . .	137
5.3. Dünenbildungen . . . . .	142
6. Synthese . . . . .	143
7. Zusammenfassung, Summary . . . . .	146
Schriftenverzeichnis . . . . .	147

## 1. Einleitung

Von 1958 bis 1965 wurden im Rahmen von Erdölexplorationsarbeiten weite Teile der Sahara bereist, wobei dank der großzügigen Einstellung der Deutschen Erdöl Aktiengesellschaft die Möglichkeit bestand, nicht nur zweckgebundene, wissenschaftliche Untersuchungen durchzuführen. Nachfolgende Ausführungen stützen sich auf diese Felduntersuchungen, sowie auf eine eigene Exkursion im Frühjahr 1965 zum Nordrand des Murzukbeckens (Mezzak).

Der Verfasser dankt der Deutschen Erdöl Aktiengesellschaft, fernerhin Herrn Dr. PACHUR vom II. geographischen Institut der Freien Universität Berlin für die Überlassung von Niederschlagswerten der Stationen Bardai und Trou Natron, sowie für eine Probe aus der Serir Tibesti. Der Verfasser ist weiterhin Herrn Dr. HEIM für einen röntgenologischen Befund und Frau STEINBRUNN für ein chemisches Analyseergebnis zu Dank verpflichtet.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. M. Fürst, 65 Mainz, Saarstraße 21, Geologisches Institut der Universität.

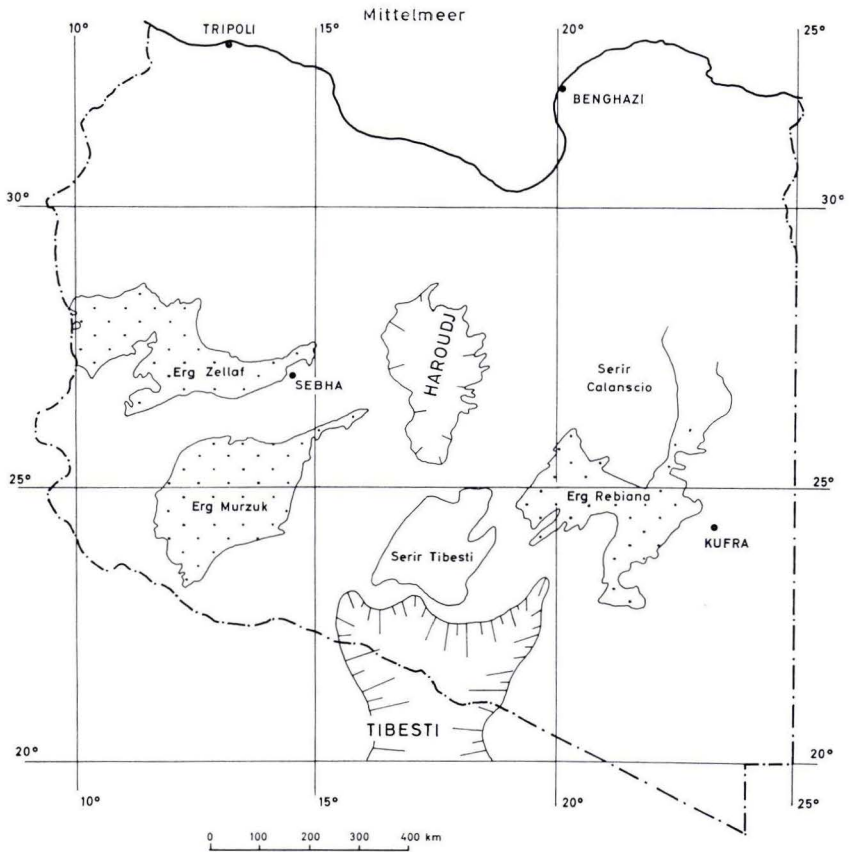


Abb. 1. Positionskarte des Untersuchungsgebietes.

## 2. Problemstellung

Unverfestigte, bunte Sedimente sind in der zentralen Sahara weit verbreitet. Sie sind dort das Substrat der Bodenhammada, der häufig sehr ausgedehnten Seriroberflächen und schließlich teilweise das Unterlagernde großer Sanddünengebiete, der Ergs (Edeyen).

Hammada, Serir, Erg sind morphologische Bezeichnungen beschreibender Art. Die Felshammada repräsentiert die Oberfläche eingebneter Schichten verschiedener lithologischer Zusammensetzung. Sie geht, wie am Beispiel der Serir el Gattusa gezeigt wurde (FÜRST 1965), in eine Schutt- und Bodenhammada über, wenn topographisches Einfallen und Schichtinklination einander entsprechen. Die Schutthammada besteht aus einer dichten Packung von meist eckigen, verkieselten Schutt Komponenten, die Bodenhammada hingegen nur aus einem Schuttschleier. Ihre groben Gesteinskomponenten sind in einem braunen, tonigen Sand eingebettet. In Richtung des Schichtfallens und der topographischen Neigung schließt sich die Serir an, eine aus Kieskomponenten aufgebaute Einebnungsfläche. Die tiefsten morphologischen Depressionen werden von zusammenhängenden Sandgebieten eingenommen, so der zentrale Teil des Murzukbeckens vom Erg Murzuk, die morphologische Depression zwischen dem paläozoischen Brackrücken (Gargaf) im Norden und der Schichtstufe der Nubischen Serie im Süden durch das Erg Zella.

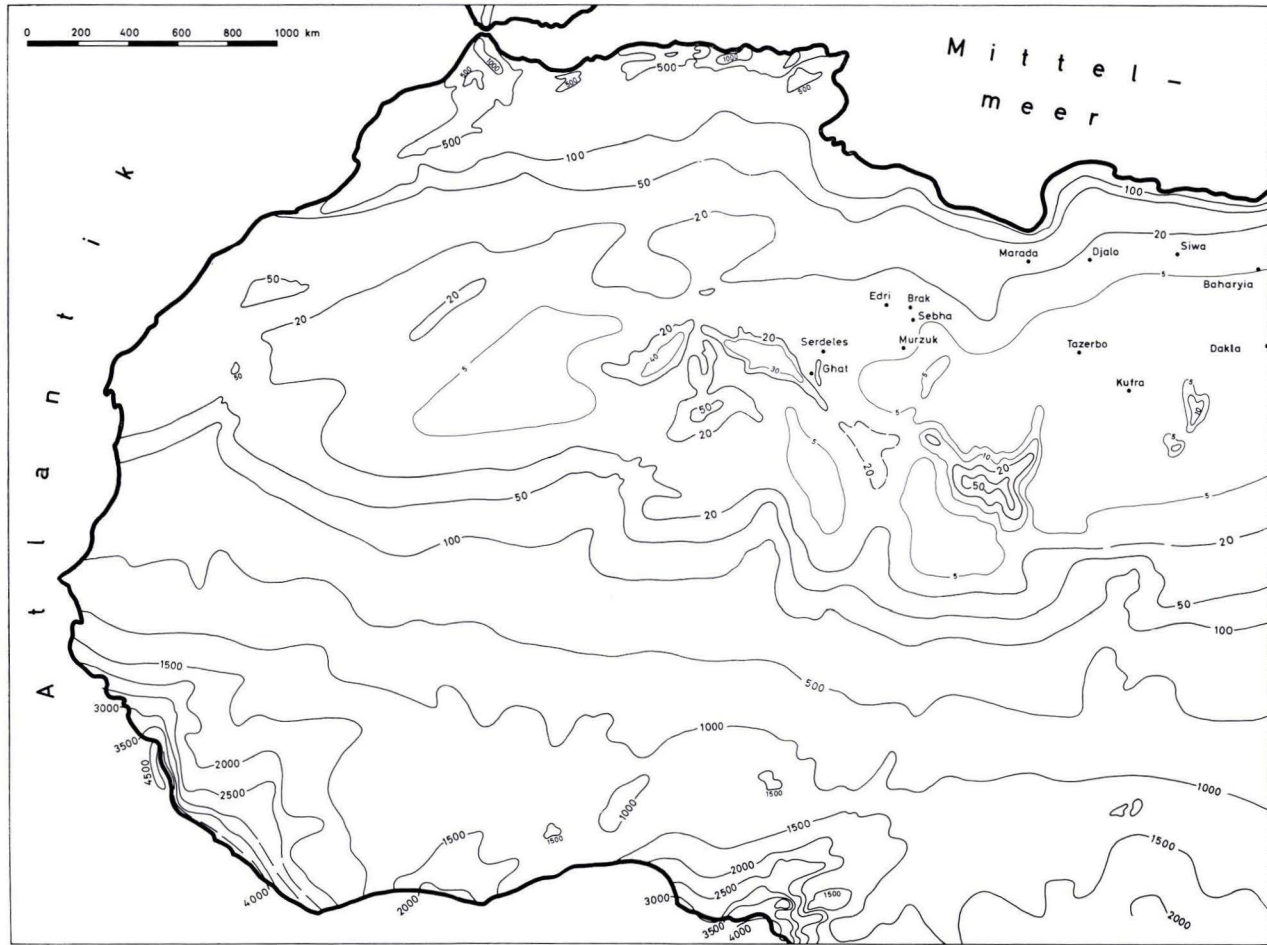


Abb. 2. Mittlerer Jahresniederschlag von 1926—1950 nach DUBIEF (1963).



In den vorangegangenen Arbeiten „Hammada, Serir, Erg“ (1965) und „Bau und Entstehung der Serir Tibesti“ (1966) hat der Verfasser die Morphogenese, das gestaltliche Werden saharischer Großformen, abgehandelt und das komplexe Wirken zwischen jetzigen und früheren Agenzien aufgezeigt. Nachfolgend sollen — ausgehend von den jetzigen Niederschlagsverhältnissen — zuerst rezente fluviatil-limnische Sedimentationsmöglichkeiten in der zentralen Sahara untersucht werden, anschließend solche des Pleistozäns. Fernerhin, läßt sich die Frage beantworten, ob die pleistozänen Lockersedimente der Serir Tibesti und des Erg Murzuk ihre Farbe, die von braun nach ockerbraun, rotbraun und tiefrot variiert, im Abtragungsgebiet oder nach der Ablagerung erhalten haben. Ist ein Farbunterschied zwischen rezenten und älteren Dünenablagerungen feststellbar?

### 3. Niederschlagsverhältnisse

Beiliegende Niederschlagskarte (Abb. 2) umfaßt das Gebiet der westlichen, zentralen und einen Teil der östlichen Sahara. Wenngleich Meßstationen, auf die sich die Niederschlagslinien beziehen, außerordentlich unregelmäßig verteilt sind und weite Teile dieses Riesengebietes klimatologisch nicht kontrolliert werden können, so zeigt der Karteninhalt doch folgende generelle Tendenz: Die mittleren Jahresniederschläge (1926—1950) nehmen von Nord nach Süd und von Süd nach Nord in Richtung zum zentralen Teil der Sahara sukzessive ab, wenn man von den Gebirgsmassiven des Tibesti und Hoggar absieht. Tab. 1 gibt weitere Einzelheiten der Meßstationen des Fezzan und des Tibestigebirges.

Tab. 1. Niederschläge im Fezzan (FANTOLI, 1952) und Tibesti (PACHUR, mündl. Mittlg. 1969)

Station	Höhe NN m	Beobachtungs- zeitspanne	Mittlerer Jahres- niederschlag in mm	Jährl. max. Niederschlag in mm
Brak	313	1932—1938	10,4	19,0
Edri	341	1933—1939	4,7	14,5
Sebha	445	1930—1940	8,5	30,3
Murzuk	395	1931—1940	8,4	30,9
Übari	429	1933—1940	11,9	39,3
Ghat	760	1932—1940	13,1	50,0
Tedjeri	525	1938—1942	4,7	5,3
Bardai	1200	1966—1968	27,5	59,9
Bardai	1200	1957—1968	11,9	
Trou Natron	2515	1965	110,0	110,0
Trou Natron	2515	1966—1968	126,8	

Im Tibesti wurden von der Station Bardai des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin von 1966—1969 trotz einer Höhe von 1200 m über NN ein Jahresmittel von nur 27,5 mm (PACHUR 1969, mündl. Mittlg.) gemessen; der vom meteorologischen Dienst der Republik Tschad bekanntgegebene mittlere Jahresniederschlag zwischen 1957 und 1968 liegt bei 11,9 mm.

Von besonderem Interesse ist die Zusammensetzung der Niederschläge. Von 1958—1965 konnten im Rahmen von Erdölexplorationsarbeiten im östlichen Fezzan eigene Beobachtungen angestellt werden. Ende 1958 wurde ein 3-tägiger Landregen registriert; er durchfeuchtete nur die obersten Zentimeter der Serirfläche. Ansonsten fielen bis Herbst 1963 keine nennenswerten Niederschläge.

Über Auswirkungen von starken Regenfällen im Oktober 1963 entlang des sich bis max. 1180 m über NN erhebenden Basaltmassivs der Haroudj berichtete der Verfasser (1965, S. 415). Kilometerlange Endpfannen standen dort noch im Februar und März 1964 unter Wasser. Vom östlichen Fezzan erwähnt KLITZSCH (1966, S. 164—167), daß die Bergkette der nördlichen Dor el Gussa, die sich maximal bis zu 400—500 m von ihrer Umgebung erhebt, intensiv beregnet wurde, wobei auf Grund von Treibgutmaterial Wasserführung in Wadiläufen von bis zu 4 m Höhe nachgewiesen werden konnte. Auf die der Dor el Gussa westlich vorgelagerte Serir es Sebaa fielen hingegen nur geringe Niederschläge, und der während der Jahre 1959—1963 einzige wasserführende Brunnen an dem westlich sich anschließenden Schichtstufenland der Ben Gnema war im Frühjahr 1964 von KLITZSCH trocken vorgefunden worden. Auch die Untersuchungen der Serir Tibesti 1964 und 1965, in deren Verlauf bis 1,50 m tiefe Schürflöcher niedergebracht wurden, ergaben keinen Anhaltspunkt für tiefergreifende Durchfeuchtung. Selbst die von italienischen doppelbereiften Militärfahrzeugen stammenden Spuren — zwischen Uau en Namuz und Djebel Eghei — aus dem Jahre 1940/1941 waren 1965 noch erhalten (Taf. 1 Fig. 1), und die Papieretiketts von italienischen Olivenölbüchsen, die mit ihren Frontseiten zur Serir gerichtet waren, sind nach ca. 25 Jahren deutlich lesbar (Taf. 1 Fig. 2).

Einer längeren generellen Durchfeuchtung stünde allerdings der potentielle Verdunstungsfaktor von 5000—6000 mm pro Jahr, Sebha 4998 mm pro Jahr (DUBIEF 1950, S. 23) entgegen, wobei jedoch die Alluvionen der Wadisysteme, die Sammelkanäle des rasch abfließenden Oberflächenwassers, eine Sonderstellung in der Speicherung der Niederschläge einnehmen.

Von der Forschungsstation Bardai (PACHUR 1969, mündl. Mittlg.) wird berichtet, daß 1967 keinerlei Niederschläge fielen, während in dem vorausgegangenen Jahr 1966 im Mai innerhalb von 4 Tagen 59,9 mm registriert wurden. HAGEDORN (1966, S. 58) hat am Trou Natron 1965 von Januar bis August 110 mm Niederschlag gemessen, während in der gleichen Zeitspanne in Bardai nur 8 mm Regen fiel. Eine gewisse Konstanz des Klimas zeigen offenbar die randlichen Teile des Gebirges im Südwesten und Süden, wo unterhalb von 2000 m Höhenlage nach SCHOLZ (1967, S. 13) typische Gewächse der Sahelzone in der Vergesellschaftung von *Acacia stenocarpa* und *Abutilon bidentatum* prächtig gedeihen. Sie setzen mittlere jährliche, vornehmlich sommerliche Niederschläge von 150—200 mm oder noch darüber voraus.

Aus unseren Geländebeobachtungen und aus Tab. 1 läßt sich für die zentrale Sahara folgern, daß Niederschläge, die sich oft nur aus einem einmaligen, intensiven Dauerregen zusammensetzen, das Jahresmittel einer längeren Meßreihe um das Vielfache übersteigen können. Solche Regenfälle und ihre regionale Verteilung auf relativ hoch gelegene Gebirge, Bergmassive und Schichtstufen scheinen ein besonders klimatologisches Charakteristikum der heutigen Zentralsahara zu sein. An der Peripherie dieser Erhebungen bilden

sich nach solchen intensiven Niederschlägen, so nach dem Oktoberregen 1963, ausgedehnte, wassergefüllte Endpfannen, in denen rezente Sedimentation in Form von Ton- und Feinsandablagerungen stattfindet. Nach ihrer Austrocknung werden die feinkörnigen, vornehmlich grauen Gesteinskomponenten vom Wind verfrachtet, wie vom Verfasser im Frühjahr 1965 direkt beobachtet werden konnte.

Eine Sonderstellung in diesem extremariden bis ariden Klimabereich nehmen die Hochlagen des Tibesti an seinem Südwest- und Südrand ein, die offenbar regelmäßig durch den sommerlichen Monsun beregnet werden.

#### 4. Grundwasserspiegel

Um mögliche Einwirkungen des Grundwasserspiegels auf Sedimentverfärbungen kennenzulernen, wird auf Abb. 3 verwiesen.

Von der Serir Tibesti fehlen Tiefbohrungen. Nordöstlich von Uau en Namuz wurden im Zuge von reflexions- und refraktions-seismischen Messungen Flachbohrungen bis max. 10 m Tiefe niedergebracht, ohne den Grundwasserspiegel erreicht zu haben.

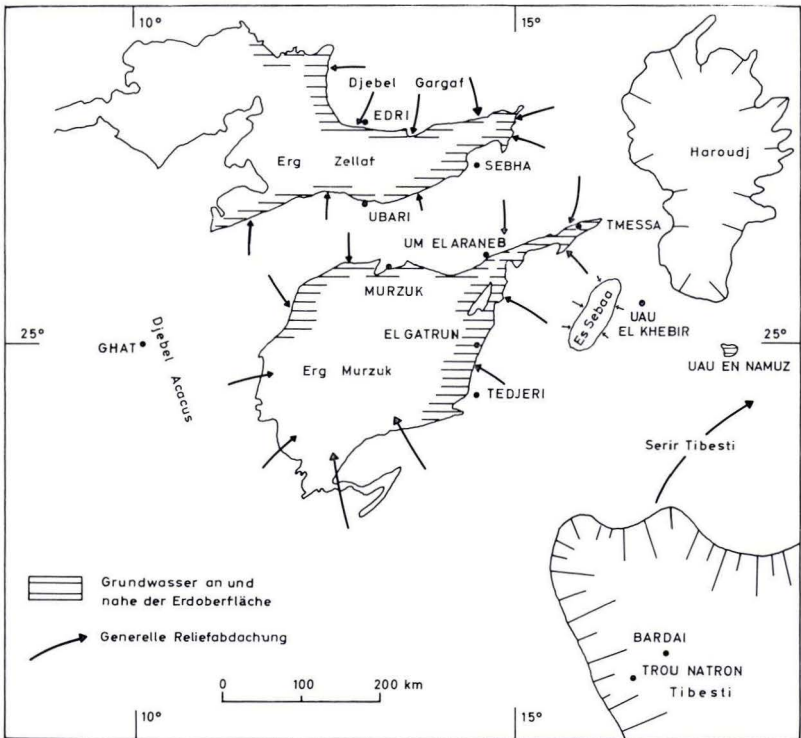


Abb. 3. Fezzan (Libyen): Grundwasser an und nahe der Oberfläche.

In der Krateroase Uau en Namuz wird der zentrale Kegel von Seen umzogen. Entsprechend der Karte 1 : 10 000 von RICHTER (1958) liegt ihre Oberfläche bei 434—436 m über NN, die entferntere Seriroberfläche zwischen der 420- und 440-m-Isohypse (FÜRST 1966, Taf. 1). Da der

Grundwasserspiegel sich generell nach Norden abdacht (JONES 1964, Fig. 1), ist mit artesischem Druck zu rechnen, so dass die Höhe der Seen nicht die tatsächliche Lage des Grundwasserspiegels anzeigt, sondern allenfalls die piezometrische Niveaufläche, wenn nicht durch den Vulkanismus bedingte besondere Verhältnisse verantwortlich zu machen sind. Tauchversuche zum Seeboden lieferten den Nachweis von heißen, ca. 40—50° C messenden artesischen Quellen.

Das von RICHTER (1958, S. 347) aufgeführte Wasseranalysergebnis mit den hohen Anteilen an Natrium- (1058 mg/l), Chlor- (862,2 mg/l), Sulfat- (949,5 mg/l) und Bikarbonat-Ionen (726,0 mg/l) ist bezeichnend für Wasser aus dem Untereozän, wie sich aus Vergleichen mit Wasser aus dem Untereozän vom Nordrand der Haroudj ergibt. Dort ist Natrium, Chlor und Sulfat mit je über 1000 mg/l vertreten.

Westlich der Haroudj — auf der Serir el Gattusa — niedergebrachte Wasserbohrungen trafen den Grundwasserspiegel bei ca. 70 m unter Geländeoberkante an. Das Relief dacht sich unter Überwindung mehrerer Schichtstufen von dort in Richtung zur Depression von Erg Zellaf ab. Am Westrand der Haroudj, südlich von El Fogha, hat die Seriroberfläche eine Höhe von 620 m über NN, der Rand des Erg Zellaf hingegen, das Seengebiet von Sebha, liegt zwischen 410 und 420 m über NN. Es ist deshalb verständlich, daß an den Rändern von Erg Zellaf der Grundwasserspiegel nahe oder an der Oberfläche liegt. Die Seen von Sebha sind natürliche Grundwasseraustritte, worauf BELLAIR (1944), MULLER-FEUGA (1954) und WHITCOMB (1957) hingewiesen haben.

Auch die schüsselförmige Depression des Erg Murzuk wird von den gleichen hydrogeologischen Verhältnissen kontrolliert: Die morphologisch hoch herausgehobenen Ränder des Murzukbeckens, die stratigraphisch zuoberst aus den vornehmlich kontinentalen Sedimenten des Posttassilien (Perm — Trias) und der Nubischen Serie (= Mezzak Sandstein, Jura — Unterkreide) bestehen, haben ihren Grundwasserspiegel relativ tief unter Geländeoberkante, während in der morphologischen Depression des Erg das Grundwasser bis nahe an die Oberfläche reicht.

Taf. 2 veranschaulicht den flächenhaften Grundwasseraustritt bei Murzuk am Rande des Erg mit Eindampfungslinien und Sebcha-Bildungen (unterer Bildrand).

Generell darf aus den jetzigen hydrogeologischen Verhältnissen gefolgert werden: Im Bereich der tiefsten morphologischen Depressionen — im Erg Zellaf und Erg Murzuk — liegt der Grundwasserspiegel nahe und teilweise an der Oberfläche. Einwirkungen des Grundwassers auf Sedimentverfärbungen von Lockerablagerungen in den dortigen Arealen sind möglich, nicht jedoch von den höher herausgehobenen Rändern, von den ehemaligen Abtragungsgebieten. Es darf weiterhin gefolgert werden, daß bei klimatischen Veränderungen, wie sie die pleistozänen Pluvialzeiten brachten, diese oben geschilderten tiefsten Depressionen regional bedeutsame, innersaharische Süßwasserseen repräsentierten, in denen limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert wurden.

## 5. Quartäre Ablagerungen und Bodenbildungen

### 5.1. Pleistozäne fluviatil-limnische Ablagerungen

Kieswüsten — Serir — überziehen als einebnendes morphogenetisches Element weite Teile der zentralen Sahara und verdecken zusammen mit den Sanddünengebieten — den Ergs — ältere, pleistozäne Sedimente.

Einen Einblick in den Aufbau des die Nubische Serie überlagernden Pleistozäns vom nördlichen Murzukbecken liefert der Austritt des Wadi Tel Issaghen aus dem Mezzak, 180 km westlich Murzuk. An einem Prallhang, dort wo sich an der Oberfläche Hammada und Serir verzahnen, steht folgendes Profil an (Taf. 3 Fig. 2):

Unterhalb der groben Lesedecke liegt ca. 1,50 m mächtiger, in grobkörnigem, tonigen, braunen Sand und Kies gebetteter, z. T. schräg geschichteter Blockschutt. Die Schuttkomponenten bestehen aus verkieselten, braunen, fein- bis grobkörnigen, kantengerundeten Sandsteinen. In den Fraktionen mit kleinerem Durchmesser nehmen Quarze überhand. Das Liegende (rechts im Bild) bildet ein 4 m mächtiger, intensiv rotbraun gefärbter, nicht sortierter, toniger, fein- bis grobkörniger Sand mit vereinzelt Kies- und Schuttkomponenten. Die Kontaktfläche zwischen den beiden Profigliedern ist konkav nach oben gewölbt und in sich flachwellig.

Das Material der Lockersedimente ist identisch mit dem der Nubischen Serie und wurde von den hochgeschleppten Rändern des Murzukbeckens fluvial ins Becken transportiert. Die Lagerungsverhältnisse, die schlechte bis fehlende Sortierung und die kantenverrundeten Komponenten weisen die oberen Sedimente als Fanglomerate aus, die unteren als Seeablagerungen. In Richtung zum Erg nehmen die groben Bestandteile des hangenden Profiglieds sukzessive ab, wie der Aufbau der Lesedecke demonstriert. Schließlich tauchen die Lockersedimente unter die Sanddünen des Erg ab. Der Aufschluß lieferte Süßwasserschnecken und paläolithische Artefakte. Noch fehlen Bohrungen im Erg Murzuk, doch deutet die bis ins Holozän fortschreitende Senkungstendenz auf erhebliche Mächtigkeiten und Faziesveränderungen des Pleistozäns hin, wie sich auch aus den von BELLAIR (1949) nachgewiesenen, Mollusken führenden Tonsteinen aus Brunnen von Tedjeri vom Ostrand des Erg ableiten läßt.

Zwischen Djebel ben Gnema und Dor el Gussa erstreckt sich die Serir es Sebaa, deren Substrat randlich durch ZIEGERT (1969, S. 1—65, Abb. 7 u. 9) bis max. 3,69 m unter Geländeoberkante untersucht werden konnte. Aus den rotbraunen, nicht sortierten, schräg geschichteten, fein- bis grobkörnigen, tonigen, roten Sanden mit Kies- und Grobkiesfraktionen wurden Artefakte des Acheuléen- und Moustérien geborgen, sowie die Süßwasserschnecken *Pupoides sennariensis* und *Hellicellina*-Reste (II. Akkumulationsphase ZIEGERT's) und Patina-Bruchstücke. Einer älteren Feuchtpphase sind grobe, rotbraune Schotterakkumulationen zuzuordnen, die Artefakte Heidelberger Industrien lieferten. Sie sind unter faziellen Veränderungen wahrscheinlich über die gesamte Serir es Sebaa verbreitet und stellen bislang das tiefste pleistozäne Profiglied (Akk. I) dar. Die jüngste Akkumulationsphase lieferte Artefakte des Artérien und setzt sich aus hellgefärbten, gelben Sand- und Kiesfraktionen zusammen.

Von weiten Teilen der Serir Tibesti — den Sandschwemmebenen HÖVERMANN's (1967, S. 7) — fehlen tiefere Aufschlüsse. Für reflexionsseismische Untersuchungen wurden nordwestlich von Uau en Namuz Flachbohrungen bis max. 10 m Tiefe niedergebracht. Sie lieferten oben braunen, unten rotbraunen, wenig sortierten, tonigen Fein- bis Grobsand und Kies mit Komponenten aus buntem Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Lydit, Quarzit und Kalkstein. Es handelt sich um in einem aquatischen System abgelagerte Sedimente, um Fanglomerate, wie sie oberflächlich vom Nordrand des Erg Murzuk beschrieben wurden. Von der südlichen Serir Tibesti (23°27' n. B. und 14°30' ö. L.) wurden aus 1,60 m

Teufe auf evaporitischem Untereozän lagernde Rotsedimente quantitativ nach farbgebenden Verbindungen untersucht und zwar die der  $< 0,062$  mm Fraktion. Sie hat folgende chemische Zusammensetzung:

FeO <sub>3</sub>	5,68 %
FeO	0,52 %
TiO <sub>2</sub>	0,61 %
MnO	0,12 %
CaCO <sub>3</sub>	31,40 %
MgCO <sub>3</sub>	4,05 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60 %

In der Probe waren fernerhin grauschwarze Patina-Bruchstücke und Relikte von Schnecken.

Bei Bir Maruf wurde 1965 ein Siedlungsplatz auf Grund von dunkelgefärbten Feuerstellen identifiziert, aus dem die auf Taf. 4 dargestellten Artefakte geborgen werden konnten. Sie lagen auf und in der Dachfläche der Serir. ZIEGERT (1969, mündl. Mittlg.) stellt diese Artefakte ins Levallois-Moustérien. Auf Grund ihrer Position sind die unterlagernden Fanglomerate, dem Prä-Levallois bis Moustérien, wohl dem Mittelpleistozän zuzuordnen und möglicherweise der roten Seeablagerung der Serir es Sebaa (Akk. Phase II ZIEGERT's) zeitlich gleichzusetzen.

Zusammenfassend ergibt sich: Die oben beschriebenen, noch wenig untersuchten feinst- bis grobklastischen Rotsedimente füllen alte, extensive Depressionen. Ihrer Genesis nach sind es Fanglomerate mit Übergängen bis zu reinen, tonigen Seeablagerungen, die mehreren Feuchtphasen ihre Entstehung verdanken. Ohne das schwierige Problem der Nord- und Südpluviale tangieren zu wollen, sollen sie auf Grund ihrer von ZIEGERT (1967, 1967, 1969) beschriebenen Kulturen dem Alt- bis Jungpleistozän zugeordnet werden.

Die Untersuchungen ERGENZINGER's (vorläufige Mittlg. bei ZIEGERT 1967, S. 15—17), der Strandwälle und Deltabildungen des pleistozänen Tschadmeeres bis zum Fuße des Tibestigebirges verfolgen konnte, wird großregionale Bedeutung zukommen.

## 5.2. Quartäre Bodenbildungen

Die oben beschriebenen pleistozänen Ablagerungen und ältere verfestigte Sedimente, wie die der Nubischen Serie, der Oberkreide, des Paleozäns und Eozäns sind in ihrem hangenden Teil von einer Zone der Bodenbildung überprägt, in die Komponenten des Liegenden und allocthone Komponenten eingebaut wurden. Dort, wo die Bodenprofile bis zum festen Anstehenden erschürft werden konnten, zeigt sich folgendes vertikale Profil:

- Lesedecke
- Hauptzone mit schwachkarbonatischer Dachlage
- Übergangszone
- Anstehendes

*Lesedecke:* Zuoberst liegt die Lesedecke, die morphologisch die jetzige Seriroberfläche repräsentiert. Es handelt sich um eine durch Ausblasung verursachte relative Anreicherung größerer Bestandteile, in der Größe der Kiesfraktion, zwischen denen Flugsand ruht. Ihre Mächtigkeit hängt von dem Durchmesser der groben Bestandteile ab, ist aber meist nicht über 3—5 cm. Die Lesedecke ist das jetzige Bildungsprodukt der extremariden Klimaverhältnisse. Auch bei starken Windverhältnissen wird nur das zwischen den größeren Komponenten ruhende feine Kornmaterial umgelagert.

Die groben Bestandteile der Lesedecke bestehen je nach Position der Probe aus Quarz, der milchweiß, hellbraun, braun und orange gefärbt ist, aus Quarzit, verkieseltem Sandstein, verkieseltem Karbonatgestein, Granit, Aplit, Granodiorit, Lydit. Sie sind ebenfalls in der unterlagernden Hauptzone vertreten. Das Flugsandmaterial setzt sich vornehmlich aus Quarz, untergeordnet aus Kalk, auch aus durch Karbonatsubstanz verbackene Feinsandkomponenten und aus Quarzitkörnern zusammen.

*Hauptzone:* Sie wurde nur auf der Serir el Gattusa und an Rändern der Serir Tibesti bis zur Übergangszone und dem Anstehenden erschürft. Wie das Korngrößendiagramm von Proben aus der Hauptzone der Serir Tibesti (Abb. 4) zeigt, bauen alle Fraktionen die Lockersedimente auf. Größeren Anteil haben die Fraktionen  $> 0,35$  —  $> 0,062$  mm.

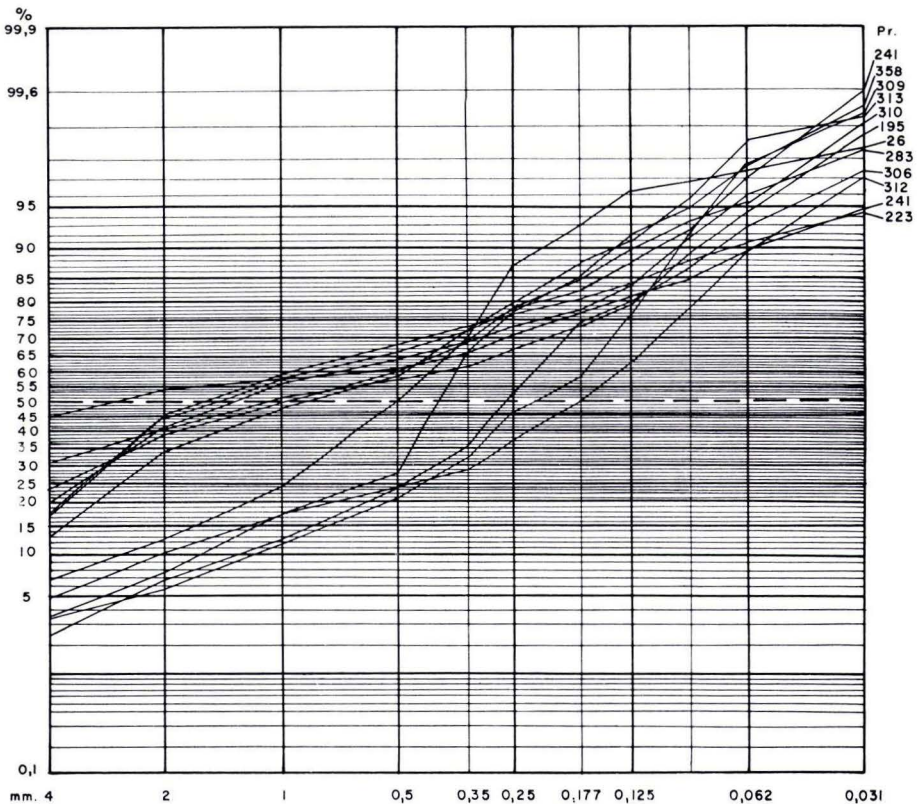


Abb. 4. Korngrößensummenkurven von Proben aus der Hauptbodenzone der nördlichen Serir Tibesti.

Je nach der regionalen Position der Probeentnahmestelle ist der stoffliche Bestand verschieden. Auf der Serir Tibesti dominieren im allgemeinen Quarkörner. Als untergeordnete Bestandteile finden sich stets Körner von Quarzit, Feldspat, Lydit, Aplit, Granit und Gneis. Diese Bestandteile, die auf Untereozän lagern, sind allochthon und vom Tibestimassiv mit seinen Grundgebirgsaufschlüssen abzuleiten, worauf DESIO (1942) bereits hingewiesen hat. Auch Glimmer findet sich in den Proben vom Südteil der Serir.

Kalkkörner und vornehmlich durch Kalksubstanz verbackener Feinsand kann ebenfalls ein übergeordneter Bestandteil sein, der prozentual in den einzelnen Fraktionen sehr unterschiedlich am Aufbau beteiligt ist (Einzelheiten s. FÜRST 1966, S. 400). In einzelnen Fraktionen kann der Karbonatanteil dominieren. Die durch Karbonatsubstanz verbackenen Feinsandkörner liefern den Nachweis, daß innerhalb der Bodenzone Lösung, Fällung und Aufbereitung stattfand.

Das Material der Hauptzone auf der Serir Tibesti ist im allgemeinen in seinem oberen Teil braun gefärbt mit kontinuierlichen Übergängen zu rotbraunen Farbtönen im tieferen Bereich und in der Übergangzone.

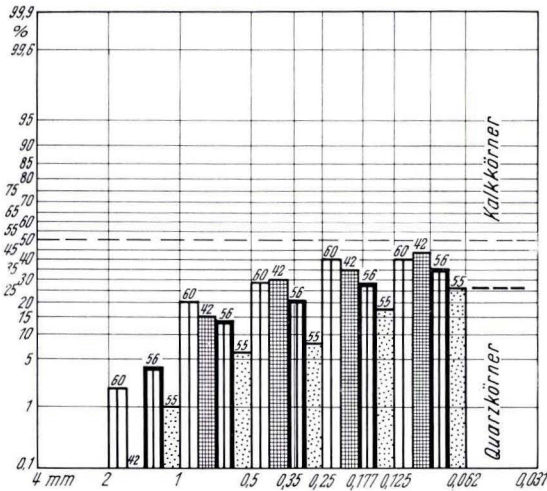


Abb. 5. Prozentualer Anteil allochthoner Quarz- und autochthoner Kalkkörner von 4 Proben (Nr. 60, 42, 56, 55) aus der Hauptbodenzone des Paleozän/Eozän (Serir el Gattusa).

Auf der Serir el Gattusa, westlich der Haroudj, wird das Spektrum der Hauptzone im Ausbißbereich der Nubischen Serie von Quarzkomponenten, im Ausbißbereich der Oberkreide und des Paleozäns/Eozäns von Kalk- und Quarkörnern beherrscht. In Abb. 5 ist der prozentuale Anteil der allochthonen Quarz- und autochthonen Kalkkörner im Ausbißbereich Paleozän/Eozän dargestellt. Es gilt die Beziehung: Je größer die Maschenweite, desto höher ist der Anteil von autochthoner Karbonatsubstanz. Der Tonanteil einer Probe im Bereich der Nubischen Serie weist einen durch Eisenoxyd verunreinigten Kaolinanteil von 2,9 Gew.-% auf.



Die Bodenzone westlich der Haroudj ist flachgründig und im allgemeinen weniger als 1 m mächtig. Ein Maximum der Mächtigkeit ist in alten Erosionsrinnen und flachen Depressionen und ein Minimum an und auf Aufwölbungen des Untergrundes zu beobachten. Auf der Serir el Gattusa dominieren in der Hauptzone braune Farbtöne.

Am Nordrand des Erg Murzuk schaltet sich zwischen der Hammada (Taf. 3 Fig. 1) und dem Erg ein schmaler kilometerbreiter Streifen einer Serir, die durch mehrere bis 1,50 m tiefe Schürflöcher angeschnitten wurde (Taf. 5 Fig. 1). Sie lieferten vornehmlich helle Quarze und verkieselte braune Sandsteingerölle, die in ihrem Korngrößenaufbau von Grobkies bis Schluff variieren und in einem braunen, nach unten intensiv rotbraunen Lehm gebettet sind.

Als weiteres gemeinsames Merkmal haben vor allem die Serirböden mit einer kalkigen Unterlage eine schwach verfestigte, karbonatische Dachlage; fernerhin treten generell zentimeterbreite Spalten auf, die mit einer Staubyerma, auf die MECKELEIN (1959, Abb. 66) bereits hingewiesen hat, ausgefüllt sind.

Übergangszone: In den randlichen Teilen der Serir Tibesti und auf der Serir el Gattusa konnte die Übergangszone zum Anstehenden erschürft werden. Sie wird als der Profilabstand definiert, in dem Schuttkomponenten des Anstehenden zusammen mit feinerem Material sich vermischt haben. Quarze und mit Kalksubstanz verbackener Feinsand (20—30 %) sind auf der Serir Tibesti die übergeordneten Gemengteile. An Akzessorien treten die gleichen Gemengteile wie in der Hauptzone auf. Rotbraune und rote Farbtöne sind jedoch häufiger. Anstehende Karbonatgesteine sind teilweise intensiv rot gefärbt (MECKELEIN 1959, Abb. 74), meist jedoch nur rot gefleckt. Auf der Serir el Gattusa ist im Bereich des Paleozän-Eozänausbisses der tonige, wenig sortierte Sand der Übergangszone dunkelbraun bis rotbraun, Kalksteinschutt des Anstehenden rotbraun gefärbt. Auf Klüften befinden sich Gipsbestege. Schuttkomponenten aus der Übergangszone im Ausbläsbereich der Nubischen Serie sind kaolinisiert und von einer grauschwarzen Eisenoxydhaut überzogen. Nachfolgendes Profil zeigt Boden- und Kalkkrustenbildung mit fluviatilen und äolischen Ablagerungen. Es wurde auf der Nubischen Serie, an der Piste zwischen Sebha und Murzuk, 61 km von Sebha entfernt, aufgenommen.

1. Lesedecke: vornehmlich weiße, zentimetergroße Quarze mit verrundetem und mattiertem Flugsand.
2. 0,35 m brauner, toniger Fein- bis Mittelsand mit Quarzgeröllen. Der Sand ist an seiner Dachfläche schwach karbonatisch verbacken und vertikal durchlöchert (Vegetation?). In der > 0,5 und > 1 mm Fraktion sind zahlreiche äolische Quarzkörner vertreten.
3. 0,30 im Mittel: Kalkkruste mit unregelmäßiger Dach- und Solfläche. In der karbonatischen Grundmasse ist Sand, Kies und Schutt einzementiert.
4. Liegendes: 0,40 m rotbrauner, toniger, nicht sortierter Fein- bis Grobsand mit zahlreichen Grobkies- und Schuttkomponenten. Stellenweise mit Karbonatsubstanz verbacken.

Anhangweise soll auf quarzmorphoskopische Untersuchungsergebnisse hingewiesen werden, um weitere Aussagen über das Transportmedium, das die Bestandteile der Locker-sedimente verfrachtete, machen zu können. Entsprechend der Kornform, seiner Oberflächen-

gestaltung und Transparenz unterscheidet CAILLEUX (1939, 1952, 1959) folgende 3 Grundtypen von Quarzkörnern:

- a: non-uses (unbearbeitet)
- b: émoussés-luisant (abgerundet-glänzend)
- c: rounds-mats (rund-matt)

Die abgerundet-glänzenden Körner verdanken nach CAILLEUX ihr Erscheinungsbild vornehmlich fluviatil-limnischem Milieu, die rund-matten Körner äolischer Überarbeitung. Die unbearbeiteten Körner stammen unmittelbar aus dem Gesteinsverband oder sind nach kurzer Wegstrecke sedimentiert worden. Auch an Brandungsküsten entstehen Kornformen vom unbearbeiteten Typ.

PACHUR (1966) unterzog zuletzt der quarzmorphoskopischen Analyse eingehende Betrachtungen, die sich auf Labor- und Felduntersuchungen an Material der verschiedenen Klimazonen abstützen. Er konnte durch Versuche im Windkanal demonstrieren, daß die Mattierung der Kornoberfläche wohl nicht nur vornehmlich durch „chemical frosting“ (KUENEN, PERDOCK, 1962) entstehen kann, sondern auch auf mechanischem Weg. Die Empfindlichkeit der Quarzkörner gegenüber Auflösung und die dadurch bedingte „chemische Mattierung“ konnte jedoch auch an Komponenten im anstehenden granitischen Verband beobachtet werden (PACHUR 1966, S. 6—7); doch hat die Zurundung des transportierten Kornmaterials sicherlich eine Aussagekraft, worauf SZADECKY-KARDOSS (1933) bereits hingewiesen hat. Zahlreiche eigene Untersuchungen ergaben, daß die perfekte Zurundung des äolischen Kornmaterials der 1 mm und 0,5 mm Fraktion bei nur im aquatischen Milieu transportierten Körnern nicht erreicht werden kann. Darüber hinaus hat der Grad der Zurundung eine weit größere Beständigkeit als die erlangte Mattierung. In vielen Fällen ist die chemisch verursachte Mattierung durch die trichterförmige Gestalt ihrer Kavitationen erkennbar, wie PACHUR (1966, Abb. 7 und 8) aus einem Ortssteinhorizont von Dünen zeigen konnte. Bei weniger deutlich ausgeprägten Erscheinungen ist der Nachweis über die verursachte Art der Mattierung nur elektronenmikroskopisch (KUENEN, PERDOCK, 1962) möglich.

Zusammenfassend darf gefolgert werden, daß die quarzmorphoskopische Analyse an Lockersedimenten in vielen Fällen eine Aussagekraft über die Art des Sedimentationsmilieus besitzt, wobei der Zurundung des Kornmaterials auf Grund ihrer Persistenz meines Erachtens erhöhte Bedeutung zukommt, während die Mattierung unterschiedlicher Genese sein kann, die nicht immer eindeutig diagnostiziert werden kann und nur ein zuletzt wirksames Bildungsmilieu widerspiegelt.

Wie aus der Arbeit des Verfassers über die Serir Tibesti (1969) hervorgeht, ist dort entsprechend der oben aufgezeigten Kriterien nur ein Teil der Quarzkörner völlig verrundet und mattiert, während fluviatil geformte Komponenten mit unterschiedlicher Mattierung — z. T. noch glänzend — maßgeblich am Aufbau der Spektren beteiligt sind.

Im Bereich der Serir el Gattusa, im Ausbissbereich des Paleozäns und Eozäns, sind sämtliche Quarzkörner in der  $> 1$  mm und  $> 0,5$  mm Fraktion völlig verrundet (CVP<sub>ter</sub>) und intensiv mattiert. Ein Beweis für die Aussagekraft der quarzmorphoskopischen Ana-

lyse, denn Paleozän und Eozän werden auf der Serir el Gattusa nur von dem westlich gelegenen Basaltmassiv der Haroudj höhenmäßig überragt. Das Quarzmaterial kann nur äolisch unter Überwindung der Schwerkraft zu seinem jetzigen Ablagerungsort verfrachtet worden sein!

Von Interesse ist, daß auch völlig verrundete homogene Kalkkörner auftreten. Auch die durch Karbonatsubstanz verbackenen Feinsandkomponenten zeigen teilweise Zurundung. Karbonatkörner sind vor allem im oberen Drittel der Hauptzone angereichert. Auf Paleozän/Eozän beträgt der durchschnittliche  $\text{CaCO}_3$ -Anteil der Hauptzone 40 bis 50 Gew.-%. Ähnlich wie die Kalkserirböden des Paleozäns/Eozäns sind die der Oberkreide aufgebaut.

Die Serirböden auf der Nubischen Serie zeichnen sich durch eine Vormacht von Quarzkörnern aus. Eine quantitative Analyse weist  $\text{SiO}_2$  mit 96,6 Gew.-% nach. In der  $> 1$  mm und  $> 0,5$  mm Fraktion sind 50 % ihrer Körner völlig verrundet und mattiert, 30—35 % der gleichen Fraktionen zeigen eine gewisse Mattierung, doch treten auch frische Abspießflächen und schwach transluzente Flächen auf. Die restlichen 15—20 % sind Quarz- und Quarzitkörner vom fluviatilen Typ, wie sie im anstehenden, unterlagernden Sandstein der Nubischen Serie beobachtet wurden.

Nur ein Teil der Proben vom Nordrand des Erg Murzuk konnten 1965 vor meiner Versetzung nach Persien untersucht werden. Es dominieren Quarz- und braune Quarzitkörner. In den durch Schürffgräben zugänglichen oberen 1,5 m finden sich äolische und fluviale Körner gemeinsam, wie oben von den Quarzserirböden der Nubischen Serie berichtet wurde.

### 5.3. Dünenbildungen

Die großen zusammenhängenden Dünengebiete — die Ergs (Edeyen) — harren systematischer Untersuchungen. Das östliche Erg Zellaf läßt sich zwar mit dem Landrover unter Überwindung zahlreicher rezenter Strichdünen zwischen Sebha und Brak kreuzen, doch sind das restliche Erg Zellaf sowie das Erg Murzuk nur an den Rändern bekannt. Im zentralen Teil des Erg Murzuk, wo Dünen sich z. T. bis 200 m von ihrem horizontalen, wohl pleistozänen Liegenden erheben, ist ihr unteres Drittel rötlichbraun gefärbt, während die hangenden, aufgesetzten Dünen mit ausgeprägten Luv- und Lee-seiten vornehmlich beige Farbtöne widerspiegeln. Nahezu wie mit einem Lineal ist häufig die liegende von der hangenden Dünenverfärbung getrennt. Auch zwischen Ubari und Edri, im Erg Zellaf, wurde das beobachtet. Ähnliche Verhältnisse werden durch Taf. 5 Fig. 2 veranschaulicht. Die Aufnahme wurde dort gemacht, wo die Piste Tedjeri - Tummo vom Posttassilien auf die Schichten des Oberkarbons hinabführt, die die Großantikline Djebel Ati in seinem tieferliegenden, ausgeräumten Kern aufbauen. Die die morphologische Depression auskleidenden, älteren Sande sind rotbraun, die an der Schichtstufe angelagerten jüngeren beige gefärbt.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, der Verbackung der Quarzkörner und ihrer Verfärbung ist die Existenz von zwei verschiedenen alten Dünengenerationen erwiesen, worauf HECHT, FÜRST, KLITZSCH (1963, S. 454) aufmerksam gemacht haben. Unter An-

wendung des Aktualitätsprinzips ergäbe sich, daß die ältere Dünengeneration sich sekundär verfärbt hat, denn rezente, aktive Dünensande im Erg Murzuk, Erg Zellaf und in der Antiklinalen Djebel Ati sind frei von einer verfärbenden Oxydationshaut. Damit soll nicht ausgeschlossen werden, daß rotbraune, aktive Dünensande regeneriert und in den derzeitigen äolischen Kreislauf einbezogen werden können.

## 6. Synthese

Die mittleren Jahresniederschläge im Fezzan, in der südlichen Cyrenaika, wozu große Teile der Serir Tibesti auf libyschem Territorium zählen und im Tibestimassiv, geben ein unzureichendes Bild über rezente, aquatische Sedimentationsmöglichkeiten. Verebnungsflächen, so die Serir Tibesti können über Jahre regenfrei bleiben, so daß sich Spuren aus dem Jahr 1940/41 bis 1965 (letzte Befahrung) erhalten konnten. Höher gelegene Bergmassive, wie z. B. die Haroudj, die Kette der Dor el Gussa und das hoch gelegene Schichtstufenland des Djebel Acacus werden gelegentlich in Abständen von mehreren Jahren von intensiven Regengüssen heimgesucht. Am Rande solcher Erhebungen bilden sich dann ausgedehnte Endpfannen, aus denen die vornehmlich beigen, hellbraunen und braunen eingetrockneten Ton- und Feinsandkomponenten ausgeblasen werden. Rezente fluviatil-limnische Sedimentation regionalen Ausmaßes, z. B. im Bereich der tiefsten Depressionen, findet heute nicht statt. Daraus leitet sich die Folgerung ab, daß extremaride bis aride Klimaverhältnisse nicht das Bildungsmilieu von regional bedeutsamen fluviatil-limnischen Lockersedimenten sind. Nur äolische Sedimente können jetzt in den tiefsten morphologischen Depressionen (Erg Murzuk, Erg Zellaf) abgelagert werden. Die Ergs bieten fernerhin auf Grund ihres morphologischen Depressionscharakters die Möglichkeit der Konservierung solcher Bildungen und wurden von HECHT (1963) treffend als die Friedhöfe der Sahara bezeichnet. Sie können künftig eine große, zusammenhängende, regional bedeutsame Gesteinsprovinz arider Prägung mit späterer, vielleicht limnischer Überarbeitung darstellen.

Während holozäne Endpfannen nur die Ränder von Bergmassiven und Gebirgen säumen, nahmen die extensiven pleistozänen die jetzigen tiefsten Depressionen und ihre Ränder ein, wenn man von lokalen Ablagerungsräumen geringerer Ausdehnung, z. B. der Serir es Sebaa, absieht. Sie bedeckten das Erg Murzuk, Erg Zellaf, Erg Rebiana und Teile der nördlichen Serir Tibesti und standen zeitweise unter Wasser. In diesen Endpfannen kamen ausgedehnte Buntsedimente während pleistozäner Feuchtphasen zur Ablagerung.

KNETSCH (1950) erkannte für die libysche Sahara 5, BELLAIR (1949) 4, CESARE, FRANCHINO, SOMMERUGA (1963) 4—5 Pluvialzeiten. Die zuletzt genannten Autoren haben in der Cyrenaika im Erg Calanscio in einer durchgehenden Folge den Pluvialzeiten Kalk-, Mergel- und Gipsablagerungen zugeordnet, den Interpluvialzeiten äolische Sandzwischenlagerungen. BELLAIR (1949) verwendet für seine chronologische Untergliederung geologische und archäologische Beobachtungen. ZIEGERT (1967, 1967, 1969) verbindet prähistorische Kulturkreisrelikte mit geomorphologischen Daten und zeigt die letzten drei Akkumulationsphasen und vier Erosionsphasen auf. Am Ende seiner ältesten Akkumulationsphase hat sich eine Industrie entwickelt, die Analogien mit der Heidelberger Kultur auf-

weist. Während seiner II. Akkumulationsphase, die mit dem Acheuléen identisch ist und zum Levallois-Moustérien überleitet, entstanden am Ostrand der Ben Gnema rote Seeablagerungen. Sie bilden dort das Liegende der Serir es Sebaa. Seine III. Feuchtphase fällt mit dem Atérien zusammen; die letzte Erosionsphase mit der „neolithic wet phase“ des Niltales.

Noch steht eine chronologische Abfolge aus, die sämtliche quartären Ablagerungen, wie z. B. die der älteren Dünengeneration sowie die der im Verband erhaltenen Kalkkrusten und fossilen Bodenbildungen umfaßt. Noch fehlen von vielen Wadi (Enneri) die schwer ausdeutbaren morphologischen Längs- und Querprofile, die das Wechselspiel zwischen Akkumulation mit Erosion entlang alter Flußsysteme widerspiegeln. Die mögliche Überlappung von Nord- und Südpluvialen (HÖVERMANN, 1967, S. 9) kann zusätzlich ein schwer ausdeutbares Inventar geschaffen haben. Deshalb wird auch auf eine tendative chronologische Zuordnung verzichtet; es soll der Frage nachgegangen werden, wann die in den Pluvialzeiten abgelagerten Sedimente ihre Rotfärbung erhalten haben.

Die flächenhaften Ausbisse des granitischen bis granodioritischen Grundgebirges im Djebel Eghei, am Nordrand des Tibesti, zwischen Haroudj und Dor el Gussa sind weitgehend frei von Verwitterungs- und möglichen Abtragungsprodukten. Es dominieren die Eigenfarben der das Gestein zusammensetzenden Mineralien. Die Sandsteine des Kambro-Ordovizium, der Acacus-Sandstein des oberen Silur, der Tadrat-Sandstein des Unterdevon, die Sandsteine des Posttassilien (Permo-Trias) und die der Nubischen Serie (Oberjura bis Unterkreide) sind bruchfrisch weißgrau, hellgrau, bräunlich, braun und rotbraun gefärbt und an ihrer Oberfläche von einer braunschwarzen bis schwarzgrauen, aus Brauneisen bestehenden Kruste überzogen. Im Posttassilien finden sich rotbraune und rote Sandsteine häufiger. An den Schichtstufen der oben aufgeführten Gesteinsserien ist Gehängeschutt weit verbreitet. Er zeigt die Farbnuancen des Anstehenden und ist ebenfalls von einer braunschwarzen bis schwarzgrauen Patina überkrustet.

Diese flächenhaften Aufschlüsse mit ihrem Gehängeschutt spiegeln nicht das Verwitterungsbild der jetzigen extremariden Klimaverhältnisse wider, sondern vornehmlich das der letzten Feuchtzeit.

Hat das heutige Erscheinungsbild mit seinen vornehmlich braunschwarzen bis schwarzgrauen Farben eine Aussagekraft auf die pleistozänen Farbtönungen?

Auf Grund der Stabilität des Hämatit gegenüber Auflösung bleibt das dreiwertige Eisen als färbende Komponente erhalten, wenn nicht reduzierendes Milieu wirksam ist. Auf Grund der Exposition der oben aufgeführten Schichten mit seinem Verwitterungsschutt an den Schichtstufenrändern darf die Einwirkung von reduzierendem Milieu dort ausgeschlossen werden. Da rote Farbtöne in den morphologisch höheren Gebieten und auch im südwestlichen bis westlichen Tibestigebirge mit Niederschlägen von 150—200 mm (SCHOLZ 1967) fehlen, müssen, wenn eine Verfärbung im Abtragungsgebiet angenommen werden soll, andere klimatische oder/und andere sedimentologische Postulate erhoben werden. Mit Sicherheit können wir annehmen, daß während der Pluvialzeiten höhere Niederschläge in der Zentralsahara fielen, wobei HÖVERMANN (1967, S. 9) als Arbeitshypothese für das Nordpluvial in Höhen um 1000 m 250—300 mm annimmt. Durch das

Überschneiden von Nord- und Südpluviale wird im Tibestigebirge außer den regelmäßigen Sommerregen auch Winter- und Frühjahrsregen den Niederschlag wesentlich erhöht haben. Ob und inwieweit Südpluviale die Sedimentation, z. B. im Murzukbecken, beeinflussen, können wir zur Zeit nicht sagen. Die Existenz von roten Seablagerungen, wie wir sie oben kennengelernt haben, setzt ein fluviatil-limnisches Milieu voraus, das die Möglichkeit einer längeren Durchfeuchtung gewährleistete.

Die kontinuierliche Verfärbung von braun zu rotbraun im tieferen Bereich der Bodenzone sowie der Nachweis von fossiler Roterde im Kontakt zum karbonatischen Anstehenden (MECKELEIN, 1959, Abb. 74) deuten auf die Stabilität der einmal erworbenen Verfärbung innerhalb des Bodens hin. Der Nachweis von Kaolinit, der durch Eisen verunreinigt ist, setzt jedoch andere Klima- und Ph-Verhältnisse voraus, als sie heute wirksam sind.

Die Existenz von braunschwarzen Patina-Bruchstücken in den pleistozänen Rotsedimenten, wie sie von ZIEGERT (1969, S. 12, Profilglied C, D, F) und vom Verfasser beobachtet werden konnten, deutet jedoch darauf hin, daß im ehemaligen Abtragungsgebiet die während einer vorausgegangenen Trockenperiode erworbene, braunschwarze Farbe zumindest teilweise noch vorhanden war.

SOLLE (1966, S. 61—67) vergleicht die Färbung äolischer Sedimente der Dünensande in den verschiedensten ariden Ablagerungsarealen und kommt zur Folgerung, daß die farbgestaltende Roteisenumrandung der Sandkörner generell fossil sei. Die Aufnahme der Taf. 5 Fig. 2 bestätigt diese Beobachtung. Die Sanddünen des Erg Murzuk und die des Erg Zellaf zeigen unterschiedliche Farbgestaltung. Die ältere, stabile Dünengeneration ist rotbraun gefärbt, die rezente, aktive vornehmlich beige.

Eine eindeutige, zeitliche Zuordnung der ausgedehnten älteren Dünengeneration läßt sich vorerst wegen Fehlens direkter Korrelationsmöglichkeiten nicht durchführen. Rotbraune, äolische Sande im Liegenden der fossilen Kalkkruste bei Uau el Khebir geben den Hinweis, daß auch ältere pleistozäne Sanddünengenerationen existieren können. Die wie mit dem Lineal gezeichnete Trennfläche zwischen den beigen bis hellbraunen, rezenten Sanden im Hangenden und den rotbraunen im Liegenden im Erg Murzuk läßt sich möglicherweise als eine alte Wasserstandslinie interpretieren. Die Liefergebiete der Dünensande sind die Ränder des Murzukbeckens, wo zuoberst die Nubische Serie und das Posttassilien flächenhaft anstehen. Die Liefergebiete sind im Pleistozän und Holozän die gleichen geblieben, nicht jedoch die klimatischen Verhältnisse. Es sind jedoch nur die älteren Dünensande rot verfärbt, die hangenden, jüngeren aktiven hingegen nicht. Wenn der einmal gebildete Hämatit als Stabilitätsthermometer Gültigkeit besitzt, darf gefolgert werden, daß die Rotfärbung der älteren Dünen im Murzukbecken nach ihrer Ablagerung erfolgte, wobei ihr Sedimentationsraum auch heute die tiefste morphologische Depression mit hohem Grundwasserstand und flächenhaften Grundwasseraustritten darstellt. Zusammenfassend darf gefolgert werden:

Sowohl die pleistozänen, fluviatil-limnischen Rotsedimente als auch ältere, rotbraune Dünensande sind an Depressionen mit heute noch meist hohem Grundwasserstand gebunden, wobei Dünensanden auf Grund ihrer ausgezeichneten Porosität ein besonderes

Speichervermögen auch von Niederschlagswasser zukommt. Deshalb sind ältere, großenteils durch Vegetation verfestigte Dünensande der Jefara — so am Flugplatz von Tripoli (jährlicher mittlerer Niederschlag ca. 300 mm) — rotbraun verfärbt.

Da andererseits rote Verwitterungsfarben im randlichen Hochtibesti mit Niederschlagswerten von 150—200 mm fehlen, scheint ein genetischer Zusammenhang zwischen Grundwasser und Rotverfärbung zu existieren. Die Untersuchungen WALKER's (1963) von der Sonora-Wüste Niederkaliforniens (Mexiko) führten zum Ergebnis einer sekundären Einfärbung im Grundwasserbereich. Seine Ergebnisse scheinen von regionaler Bedeutung zu sein.

## 7. Zusammenfassung

In der zentralen Sahara findet unter den heutigen Klimaverhältnissen keine fluviatil-limnische Sedimentation regionaler Bedeutung statt; Gebirge, Bergmassive und Schichtstufenländer säumende holozäne Endpfannen, in die in Abständen von mehreren Jahren fluviatil sedimentiert wird, werden anschließend äolisch ausgeräumt. In den Ergs mit ihrem morphologischen Depressionscharakter kommt äolisch verfrachtetes Gesteinsmaterial zur Ablagerung. Es hat dort die Chance konserviert zu werden. Die Ergs repräsentieren damit rezente Beispiele einer äolischen Gesteinsprovinz regionalen Ausmaßes.

Während pleistozäner Pluvialzeiten bildeten sie mit ihren Rändern — jetzigen Serirflächen — und lokalen Depressionen, wie die der Serir es Sebaa, Süßwasserseen, in denen Lockersedimente abgelagert wurden.

Rezente, aktive Dünensande sind vornehmlich beige, pleistozäne bis subrezente, in Depressionen lagernde, vornehmlich rotbraun gefärbt.

Da im randlichen, südlichen Hochtibesti bei jährlichen Niederschlägen von 150—200 mm keine roten Verwitterungsfarben auftreten, werden für die Färbung der ausgedehnten, pleistozänen Lockersedimente höhere Niederschläge oder spezifische Sedimentationsbedingungen verantwortlich gemacht. Wenn der während pluvialer Phasen entstandene, das Lockersediment verfärbende Hämatit als Stabilisationsthermometer Gültigkeit besitzen sollte, so haben sich die pleistozänen, fluviatil-limnischen Sedimente nach ihrer Ablagerung verfärbt, da das pleistozäne Abtragsgebiet frei von roten Verwitterungsfarben ist. Die Verbreitung der Rotsedimente, inklusive Dünen, in morphologischen Depressionen mit z. T. auch heutzutage hohem Grundwasserstand deutet darauf hin, daß wahrscheinlich nur dort die Möglichkeit der längeren Durchfeuchtung und der damit kausal verknüpften Rotfärbung existierte, nicht jedoch an den hoch herausgehobenen Rändern im Abtragsgebiet.

## Summary

Under nowadays prevailing climatic conditions of the central Sahara there is no fluviatil-limnic sedimentation of any regional importance; Holocene mud pans bordering high mountains, mountain massifs and escarpments are only under sedimentation at inter-

vals of several years, but they are succeeding subjects of deflation. Eolian transported clastic material will be deposited in morphologic depressions, in the sandseas (erg. edeyen). Only there is the chance of its preservation. Consequently, sandseas are recent examples of an eolian lithologic province of regional extension.

Sandseas including their bordering zones — the serirs — and other local depressions, like the Serir es Sebaa, represented during Pleistocene pluvial phases terrestrial lakes where non-cemented, clastic sediments were deposited.

Recent sand-dunes are beige colored, Pleistocene to subrecent ones red-brown.

Southern border mountains of high Tibesti have yearly precipitation of 150—200 mm, but show no evidence of red weathering; therefore, rubification of the Pleistocene, fluvial-limnic sediments is due to either higher precipitation or to specific conditions of sedimentation. If the colouring haematite, once originated during pluvial phases, is an indicator of stability, rubification has took place after deposition, as Pleistocene areas of decomposition are free of red weathering. The distribution of red sediments inclusive dunes, restricted to depressions of mostly high ground water level even at present date appears to be of genetic relation pointing to the possibility of longtime water penetration in areas of sedimentation and not in those of decomposition.

### Schriftenverzeichnis

- BELLAIR, P.: *Le eaux superficielles et les ressources probables en eaux profondes du Fezzan (Sahara Oriental)*. — C. R. Acad. Sci. **219**, 21, S. 557—559, Paris 1944.
- *Le Quaternaire de Tedjehri. Mission au Fezzan (1949)*. — Inst. Hautes Etudes Tunis, Publ. Sc., 1, S. 9—16, Tunis 1953.
- BÜDEL, J.: *Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara*. — *Eisz. u. Geg.*, **14**, S. 161—187, Öhringen 1963.
- BUTZER, K. W.: *Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel der Sahara*. — *Ak. Wiss. Lit. math.-nat. wiss.*, 1, Mainz, 1958.
- CAILLEUX, A.: *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*. — *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, S. 495—505, Paris 1936.
- *Morphoskopische Analysen der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*. — *Geol. Kdsch.*, **40**, S. 11—19, Stuttgart 1952.
- & TRICART, J.: *Initiation à l'étude des sables et des galets*. **1**, 376 S., Paris 1959.
- CESARE, F. DI, FRANCINO, A. & SOMMARUGA, C.: *The Pliocene-Quaternary of Giarabub Erg region*. — *Rev. Inst. franç. Petr.* **18**, Nr. 10, S. 1344—1362, Paris 1963.
- DESIO, A.: *Studi morfologici sulla Libia orientale*. — *Missione Scient. R. Accad. d'Italia a Cufra (1931)*, **2**, Rom 1939.
- *Osservazione geologiche sul Tibesti settentrionale (Sahara centrale)*. — *Atti. Soc. Ital. Scienze Naturali*, **79**, S. 175—192, Mailand 1940.
- *Il Tibesti Nord-Orientale, Il Sahara Italiano*. — *Reale Soc. Geogr. Italiana*, 232 S., Rom 1942.
- *Appunti geomorfologici sul Sahara libico sud-occidentale*. — *Ann. Museo Libico*, **3**, S. 17—32, Tripoli 1942.



- DUBIEF, J.: Evaporation et coefficients climatiques au Sahara. — *Trav. Inst. Rech. Sah.*, **6**, S. 13—44, Alger 1950.
- *Le climant du Sahara*. — Université d'Alger, *Inst. Rech. Sah.*, 2 Bd., Alger 1959—63.
- DUNHAM, K. C.: Red coloration in desert formations of Permian and Triassic age in Britain. — *C. R. 19, Congr. geol. intern.*, **7**, S. 25—32, Alger 1953.
- ENGELHARDT, W. v.: Die Unterscheidung wasser- und windsortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung ihrer leichten und schweren Gemengteile. — *Chem. d. Erde*, **12**, A. 451—465, Jena 1940.
- ERGENZINGER, P. J.: Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. — *Tagungsber. u. wiss. Abh. deutsch. Geographentag. Bad Godesberg* 1967.
- FALKE, H.: Die Rotsedimentation im saarpfälzischen Rotliegenden. — *Geol. Rdsch.*, **43**, S. 350—351, Stuttgart 1955.
- FANTOLI, A.: *Clima*. — *Il Sahara italiano, Parte I*, S. 95—119, Rom 1937.
- FÜRST, M.: Die Oberkreide-Paleozän-Transgression im östlichen Fezzan. — *Geol. Rdsch.*, **54**, S. 1066—1088, Stuttgart 1964.
- Die Paleozän-Eozän-Transgression in Südlibyen. — *Geol. Rdsch.*, **58**, 1, S. 296—313, Stuttgart 1968.
- Hammada — Serir — Erg, eine morphogentische Analyse des nordöstlichen Fezzan (Lybien). — *Z. Geomorph.*, NF, **9**, S. 385—421, Berlin 1965.
- Bau und Entstehung der Serir Tibesti. — *Z. Geomorph.*, NF, **10**, 4, S. 387—418, Berlin 1966.
- HAGEDORN, H.: Landforms of the Tibesti region. — In: *Southcentral Libya and northern Chad*, *Petr. Expl. Soc. Lib.*, 94 S., Tripoli 1966.
- HECHT, F., FÜRST, M. & KLITZSCH, E.: Zur Geologie von Libyen. — *Geol. Rdsch.*, **53**, S. 413—470, Stuttgart 1963.
- HÖVERMANN, J.: Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1965/66). — *Berl. geogr. Abh.*, **5**, S. 7—10, Berlin 1966.
- JONES, J. R.: Groundwater maps of the Kingdom of Libya. — *Open-file report, US Geol. Survey*, 25 S., Tripoli 1964.
- KANTER, H.: Eine Reise in NO-Tibesti (Republik Tschad) 1958. — *Pet. Mitt.*, **107**, 1, S. 21—30, Gotha 1963.
- KLITZSCH, E.: Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). — *Z. Geomorph.*, NF, **10**, 2, S. 161—168, Berlin 1966.
- Über den Grundwasserhaushalt der Sahara. — *Afrika Spektrum* 3/67, S. 1—18, Hamburg 1967.
- KNETSCH, G.: Beiträge zur Kenntnis von Krustenbildungen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **89**, S. 177—192, Taf. 7—9, Berlin 1937.
- Beobachtungen in der Libyschen Sahara. — *Geol. Rdsch.*, **38**, S. 40—59, Stuttgart 1950.
- Allgemein-geologische Beobachtungen aus Ägypten (1951—1953) — *Abh. N. Jb. Geol. Pal.*, **99**, S. 287—297, Taf. 19—22, Stuttgart 1954.
- & RIFAI, E.: Über Wüstenverwitterung, Wüsten-Feinrelief und Denkmalszerfall in Ägypten. — *Abh. N. Jb. Geol. Pal.*, **101**, S. 227—256, Taf. 27—30, Stuttgart 1955.
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxydation-reduction-potentials. — *J. Geol.*, **60**, S. 1—33, Chicago 1952.

- KUENEN, PH. H.: Experimental abrasion and eolian action. — *J. Geol.*, **68**, S. 427—449, Chicago 1960.
- PERDOCK, W. G.: Experiments of frosting and defrosting of sand. — *J. Geol.*, **70**, S. 648—658, Chicago 1962.
- MECKELEIN, E.: Forschungen in der zentralen Sahara. — 181 S., Braunschweig (Westermann) 1959.
- MORTENSEN, H.: Wüstenböden und Schutzrinden. In: E. BLANCK, *Handbuch der Bodenlehre*, **3**, S. 437—490, Berlin 1930.
- MULLER-FEUGA, R.: Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. — *Ann. min. et géol.*, Nr. 12, Tunis 1954.
- PACHUR, H.-J.: Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. — *Berl. geol. Abh.*, **4**, 35 S., Berlin 1966.
- Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. — *Berl. geogr. Abh.*, **5**, S. 23—26, Berlin 1967.
- PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and Glossary of primary sedimentary structures. 370 S., 170 Taf., Berlin — Göttingen — Heidelberg — New York 1964.
- PLAUCHUT, B.: Notice explicative sur la Carte géologique du Bassin du Djado 1 : 500 000 (feuilles Djado et Toummo). — Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 38 S., Dakar 1960.
- RICHTER, N. B.: Auf dem Wege zur schwarzen Oase. 355 S., Leipzig (VEB Brockhaus) 1958.
- SCHNEIDER, H. E. und CAILLEUX, A.: Signification géomorphologique des formes des grains de sables des Etats Unis. — *Z. Geomorph.*, NF, **3**, 2, S. 114—125, Berlin 1959.
- SCHNITZER, W. A.: Die Quarzkornfarbe als Hilfsmittel für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung sandiger Sedimente. — *Erlanger geol. Abh.*, **23**, Erlangen 1957.
- SCHOLZ, H.: Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. — *Berl. geogr. Abh.*, **5**, S. 11—16, Berlin 1967.
- SOLLE, G.: Rezente und fossile Wüsten, zugleich Bemerkungen zu Rotsandsteinen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**, S. 54—121, Wiesbaden 1966.
- SZADECKY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. — *Zbl. Min. (B)*, S. 389—401, Stuttgart 1933.
- WALKER, TH. R.: In situ formation of red beds in arid to semiarid climate. — *Ann. Meeting geol. Soc. America u. a.*, S. 174—175, A., New York 1963.
- WHITCOMB, H. A.: A reconnaissance report on the geology and hydrogeology of the western part of the province of Fezzan, United Kingdom of Libya. — *Open file report*, 102 S., Tripoli 1957.
- ZIEGERT, H.: Zur Pleistozän-Gliederung in Nordafrika. — *Afrika-Spektrum*, **3**, S. 5—24, Hamburg 1967.
- Dor el Gussa und Gebel Ben Gnema. Zur nachpluvialen Besiedlungsgeschichte des Ostfezzan. — Wiesbaden (Steiner) 1967.
- Gebel Ben Gnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. — 155 S., Wiesbaden (Steiner) 1969.

**Tafelerklärungen**

## T a f e l 1

- Fig. 1. Spuren italienischer Militärfahrzeuge mit einem Lagerplatz (nahe dem oberen Bildrand) aus dem Jahre 1940/41 von der Serir Tibesti zwischen Uau en Namuz und Djebel Eghei. Photographiert 1965.
- Fig. 2. Olivenölbüchse aus dem Jahre 1940/41 von diesem Lagerplatz. Etikettseite war zur Serir gerichtet.

## T a f e l 2

Grundwasseraustritt und Sechbildung bei Murzuk am Rand des Erg (nach einem Luftbild von Aero-Exploration, Frankfurt/Main).

## T a f e l 3

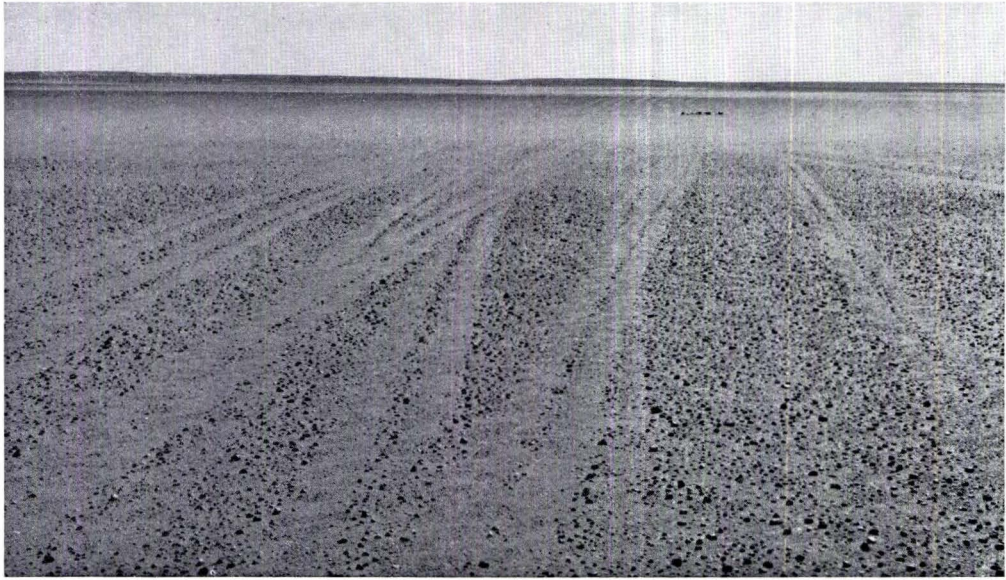
- Fig. 1. Schutthammada des Mezzak.
- Fig. 2. Pleistozäne, limnisch-fluviale Ablagerungen am Nordrand des Erg Murzuk beim Austritt des Wadi Tel Issaghen aus dem Mezzak.

## T a f e l 4

Artefakte des Levallois-Moustérien aus der Serir Tibesti von Bir Maruf.

## T a f e l 5

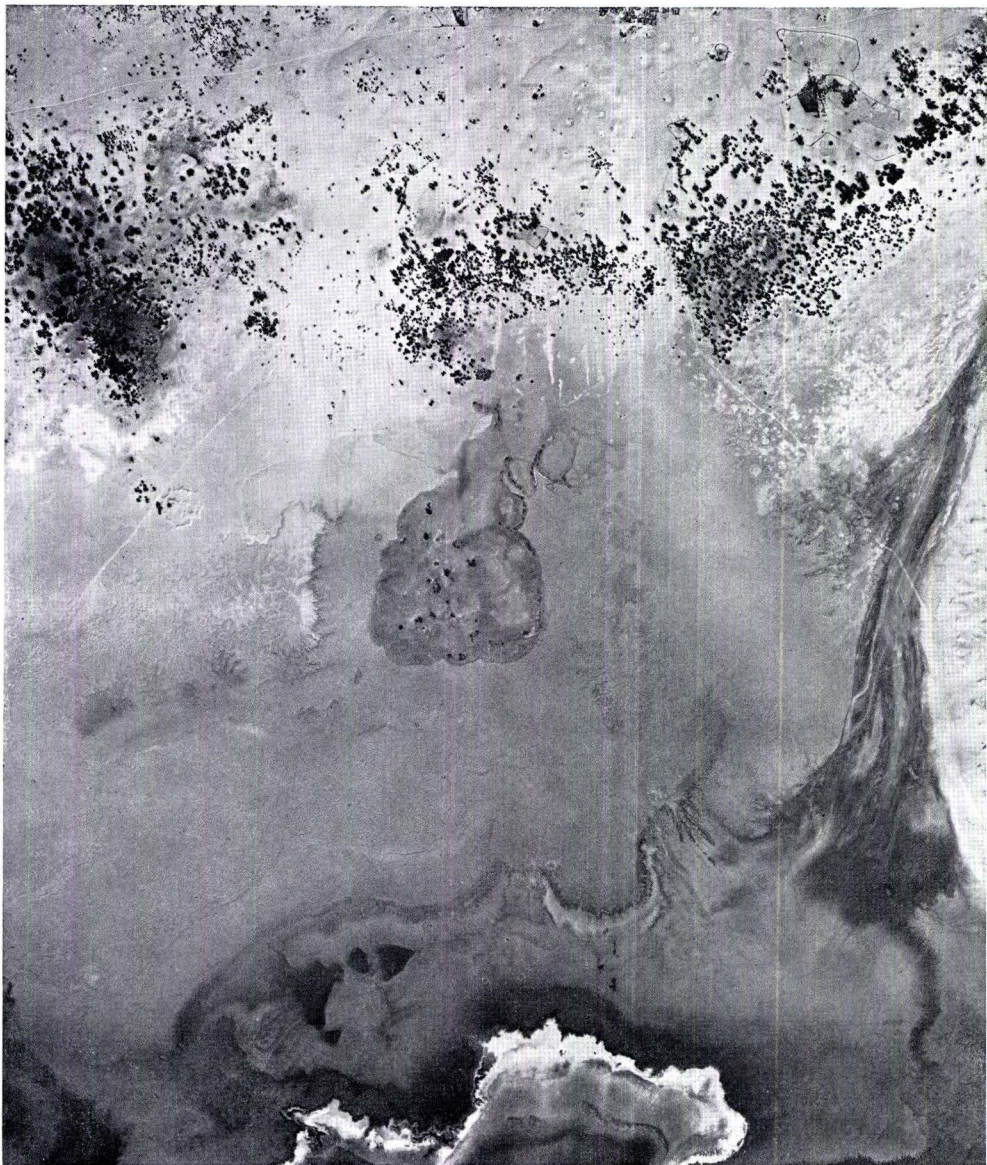
- Fig. 1. Substratum der Serir am Nordrand des Erg Murzuk.
- Fig. 2. Ältere, rotbraun und jüngere, beige gefärbte Dünensande von der Antiklinale Djebel Ati. Im Vordergrund braunschwarze Verwitterungsfarben auf Sandsteinen des Post-tassilien.

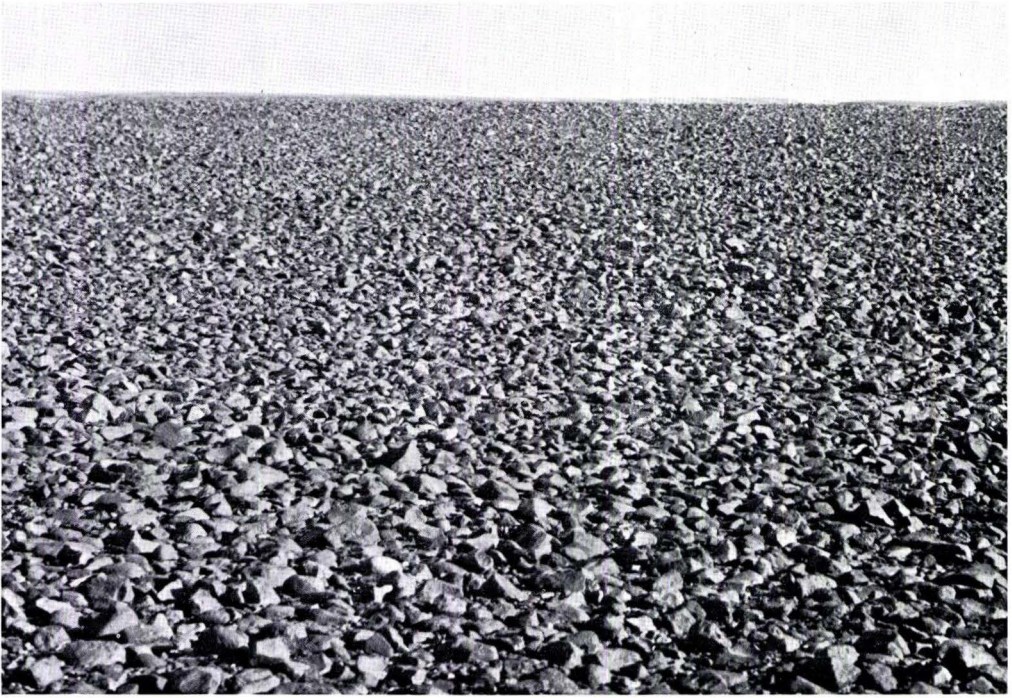


1



2

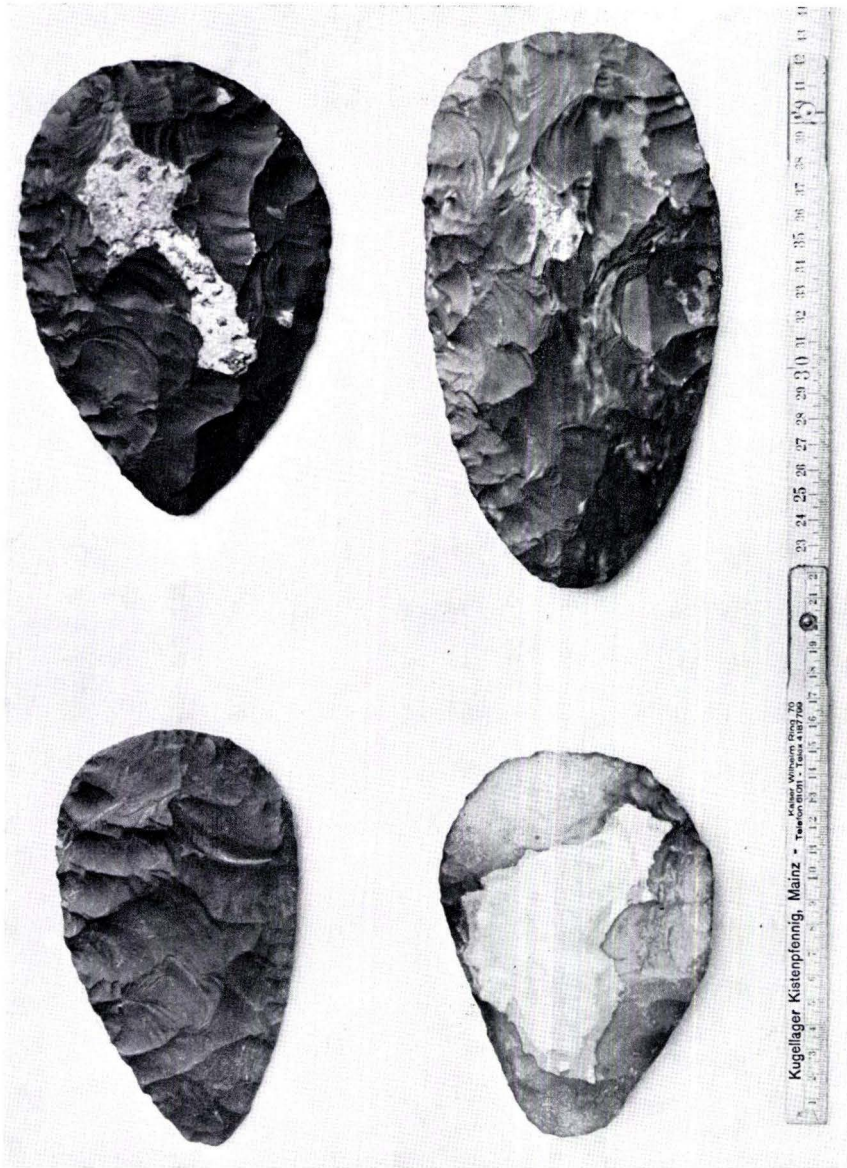


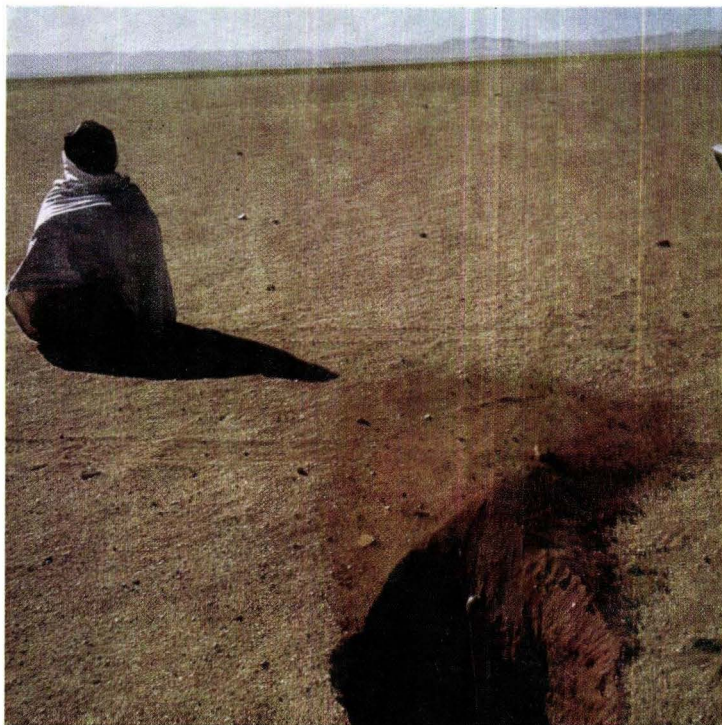


1



2





1



2



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 151-162	4 Abb.	12 Taf.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	---------	-------------------

## Sedimentologische Erscheinungen aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes

Von

JÖRG F. W. NEGENDANK, Mainz \*)

Mit 4 Abbildungen und 12 Tafeln

### Inhalt

1. Einleitung . . . . .	152
2. Historische Betrachtung . . . . .	152
3. Vorbemerkung . . . . .	152
4. Einzelformen . . . . .	153
4.1. Strömungswülste . . . . .	153
4.2. Longitudinale Furchen und Kämmе . . . . .	154
4.3. Kissenähnliche Spülmarken . . . . .	155
4.4. „Schuppenmuster“ von Kämmen über Rippelmarken . . . . .	155
4.5. Gegenstandsmarken . . . . .	156
4.6. Auswaschungsrinnen . . . . .	156
4.7. Belastungsmarken i. w. S. . . . .	156
4.8. Subaquatische Rutschungen . . . . .	158
4.9. Mischmarken . . . . .	158
4.10. Wulstbänke . . . . .	159
Schriftenverzeichnis . . . . .	159

*Kurzfassung:* Es werden sedimentologische Erscheinungen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets beschrieben, die aus Flysch- und Grauwackenserien allgemein bekannt sind.

---

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. F. W. NEGENDANK, 65, Mainz, Saarstraße 21, Geologisches Institut der Universität.

## 1. Einleitung

Angeregt durch zahlreiche Beobachtungen während der Diplomkartierung und anknüpfend an die Arbeiten von REINECK (1955), möchte ich Strömungsmarken aus den Sedimenten des Unterrotliegenden beschreiben.

Diese sedimentologischen Erscheinungen — es handelt sich sowohl um Strömungsmarken als auch um Setzungsmarken (load casts) — werden nach den Vorstellungen von POTTER & PETTIJOHN, DŻUŁYŃSKI, PLESSMANN u. a. klassifiziert. Dieser Aufsatz enthält keine neuen Forschungsergebnisse im Sinne „allgemeiner“ Aussagen, sondern eine Zusammenstellung und Klassifikation morphologischer Merkmale in Sedimenten aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, die bisher in der Literatur nicht beschrieben worden sind: ein Beitrag also zur regionalen Beschreibung des Gebietes.

## 2. Historische Betrachtung

Der historische Abriss der wissenschaftlichen Betrachtung sedimentologischer Erscheinungen im allgemeinen wird bei PLESSMANN (1961) angedeutet und ist in der englischen, französischen und polnischen Literatur nachzulesen. Die Beschreibung von Strömungsmarken aus dem Rotliegenden anderer Gebiete wurde von LÜTZNER (1966) besorgt.

Hier soll darauf aufmerksam gemacht werden, daß — abgesehen von der Erwähnung einzelner Erscheinungen in Erläuterungen zu geologischen Karten und kleineren Arbeiten — erst mit der von FALKE nach dem 2. Weltkrieg initiierten und mit seinen Schülern durchgeführten Neukartierung des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet die Grundlage für die hier gemachten Beobachtungen in diesem Gebiet gelegt wurde.

FALKE (1954) nahm die Gliederung des Rotliegenden nach lithologischen Gesichtspunkten vor. Die Kartierungsergebnisse bestätigten seine Auffassung von den klimatologisch-tektonisch verursachten Schüttungskörpern (Grobhorizonte), die sich im Rand- und Beckenbereich verfolgen lassen. Lediglich in den z. Z. bearbeiteten Randgebieten im Westen und Norden ergeben sich z. T. Schwierigkeiten bei der Parallelisierung bestimmter Abfolgen, die auf der stark asymmetrisch erfolgten Zuschüttung des Beckens beruhen (im Unterrotliegenden vorwiegend Schüttung aus Süden, nur in den äußeren Randgebieten lokale Zulieferung aus den örtlichen Abtragungsgebieten, z. B. Hunsrück). Hierbei muß auf die Tatsache hingewiesen werden, daß durch eben diese asymmetrische Schüttung die weitläufige Verfolgung der kartierbaren Fazieskörper bedingt ist.

## 3. Vorbemerkung

Die Beobachtungen wurden im gesamten Saar-Nahe-Gebiet ausgeführt; es wurden nur gute Beispiele und Aufschlüsse ausgewählt, auf der Übersichtsskizze eingetragen und mit Blattangabe und Koordinaten angegeben (Abb. 1).

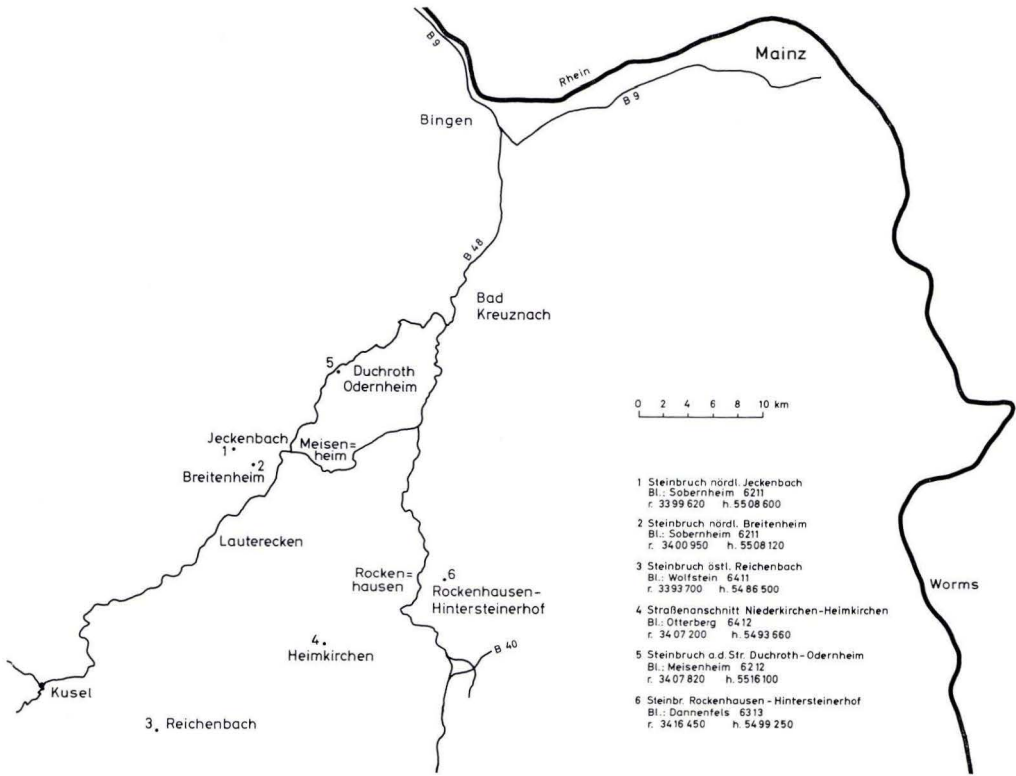


Abb. 1. Übersichtsskizze. Lage und Bezeichnung der Aufschlüsse mit sedimentologischen Erscheinungen.

Die Aufschlüsse 1, 3, 4, 5, 6 liegen in Sedimenten der Lebacher Gruppe, Aufschluß 2 in der Kuseler Gruppe. Eine genaue Positionsangabe ist aus den Arbeiten der regionalen Bearbeiter zu entnehmen: STAPF (1964), LORENZ (1965), NEGENDANK (1965), THEUERJAHR (1967) und KONRAD (1969). (Diesen Herren verdanke ich Hinweise auf einzelne sedimentologische Erscheinungen.)

Die Photographien wurden 1968 und 1969 in mehreren Begehungen gemacht. Die zur Verfügung stehenden Kameras waren: Leica F 3 Modell mit Teleaufsatz (Hektor 135 mm) und Contarex. Die Entwicklung des Filmmaterials und die Vergrößerungen führte Herr SCHMICKING (Mainz) aus, dem ich herzlich für seine Mühe danke, durch besondere Behandlung etc. die Aufnahmen verbessert zu haben; er zeichnete auch die Übersichtsskizze.

## 4. Einzelformen

### 4.1. Strömungswülste (PLESSMANN 1961) (flute casts)

Darunter werden zapfenförmige Ausstülpungen an Schichtunterseiten verstanden, wie sie von RÜCKLIN (1938) und PLESSMANN (1961) beschrieben und gedeutet wurden. Sie entstehen bei fließendem Wasser (laminar), in dem sich z. B. an Unebenheiten der Schichtoberfläche Wirbel bilden, die das Sediment kolkförmig ausspülen (RÜCKLIN 1938).

Das Beispiel 1 (Taf. 1 Fig. 1) stammt aus dem Steinbruch in der Winterbach nordwestlich Olsbrücken. Das Bild zeigt einfache „Zapfenwülste“ und einen „Korkenzieher-Zapfen“; sie sind an der Unterseite einer 3—6 m mächtigen roten Arkosebank über roten Tonsteinen zu finden.

Das folgende Bild (Taf. 1 Fig. 2) wurde im Steinbruch östlich Reichenbach an der Basis einer roten, dickbankigen Arkose der Tholeyer Gruppe aufgenommen. Es sind „terrassierte“ Strömungswülste, verursacht durch laminierte Schichtung an der Basis der Arkosebank und in den Kolken. Die Bezeichnung „terrassiert“ geht auf DŻUŁYŃSKI (1965, S. 45—47) zurück und wurde hier ins Deutsche übertragen.

#### 4.2. Longitudinale Furchen und Kämme

(= Furchenmarken = Longitudinal furrows and ridges)

Diese Erscheinungen sind auf Taf. 1. u. 2 abgebildet. Im ersteren Fall handelt es sich um den Steinbruch auf Bl. Dannenfels (Obere Lebacher Gruppe, Taf. 1 Fig. 3, Taf. 2 Fig. 1, 2). Längliche Furchen von ca. 1 cm Breite sind durch schmale,  $\pm$  steile Kämme getrennt (= „Typical L-ridges“, DŻUŁYŃSKI 1965). Taf. 2 Fig. 4 zeigt Furchen und Kämme, die, im Gegensatz zu obigem Beispiel, als „L-ridges pattern breaking down into small imbricating flutelike moulds“ gekennzeichnet werden.

Die Genese dieser Gebilde ist bei DŻUŁYŃSKI (1965 S. 66 ff) diskutiert und experimentell nachgewiesen. Es heißt (Übersetzung): Die Experimente (Kapitel 6) zeigen, daß die Bildung von parallelen und dendritischen Strömungskämmen mit dem Fließen einer Flüssigkeit oder Suspension in Fäden oder röhrenähnlichen Körpern verbunden ist. Die Fäden (Bänder) sind längs des Fließens orientiert, und in jedem einzelnen von ihnen rotiert die Flüssigkeit in zwei Spiralen mit entgegengesetztem Windungssinn. Ausspülen findet innerhalb des Fadens (Bandes) statt, und das erodierte Material wird auf der Seite als länglicher Kamm aufgeschüttet. Wenn einzelne Fäden zusammenbrechen oder vom Boden abgehoben werden, so verschmelzen einzelne Kämme oder gabeln sich stromabwärts mit der Bildung von mehreren Bändern in Bodennähe. Diese beiden Bedingungen (Gabelung stromauf- und -abwärts) erscheinen im Experiment durch kon- und divergierende Bedingungen (Verhältnisse) des Fließens bestimmt zu sein.

Die Bildung der Kämme ist sicherlich nicht durch die Strömungsgeschwindigkeit beeinflusst, aber es herrscht eine enge Beziehung zwischen der Geschwindigkeit und den Winkeln der Kammgabeln.

Schnelles Fließen erzeugt  $\pm$  parallele Kämme, während langsames Fließen häufiger Verschmelzen mit größeren Gabelwinkeln verursacht. Zusätzlich werden die langsamen Strömungen in stärkerem Maße durch Unebenheiten des Bodens beeinträchtigt, so daß die Kämme kleinere Unregelmäßigkeiten umfahren.

Stark dendritische Kämme haben wie die „fleur-de-lys“ (Lilienwappen)-Muster eine etwas andere Entstehung, die hier nicht weiter aufgeführt werden soll.

Die Fig. 3 u. 5 auf Taf. 2 zeigen longitudinale Furchen und Kämme, die einmal Schleifmarken überprägt haben, zum anderen über Bodenunebenheiten sich zu unregelmäßigen Strukturen entwickelten.

Die folgenden Figuren 1 u. 2 auf Taf. 3 geben longitudinale Furchen und Kämme wieder, und zwar ein Muster aus mehreren sich überlagernden divergierenden Einzelercheinungen (s. auch Abb. 2). Diese Erscheinung erinnert sehr an die von DŻUŁYŃSKI (1965, S. 80) abgebildete, experimentell an der Unterseite eines künstlichen Suspensionsstromes erzeugte Struktur.

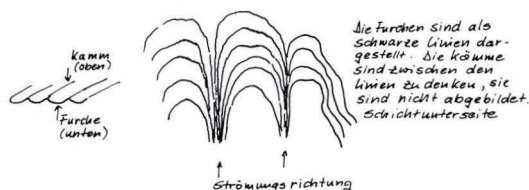


Abb. 2. Muster aus sich verzweigenden und überlagernden longitudinalen Furchen und Kämmen.

### 4.3. Kissenähnliche Spülmarken (= Pillow-like scour marks)

Die Photographien, Taf. 3 Fig. 3 u. Taf. 4 Fig. 1, 2, bilden Strömungsmarken an Schichtunterseiten von Sandsteinbänken der Oberen Lebacher Gruppe im Steinbruch an der Straße Rockenhausen—Hinter-Steinerhof (Bl. Dannenfels) ab.

Es sind große, längliche, zapfenförmige Strömungswülste, die jeweils zu beiden Seiten in „eiförmige“ Aussackungen übergehen, die von DŻUŁYŃSKI (1965, S. 84—85) als „pillow-like marks“ beschrieben wurden.

Genetisch sind diese Erscheinungen so zu deuten, daß die Strömung, die die Strömungswülste herauspräparierte, durch Strömungskreuzungen, evtl. auch an Bodenunebenheiten, in einzelne Wirbelfelder aufgelöst wurde, die die sackförmigen Vertiefungen modellierten. In diesem Sinne ist auch die von DŻUŁYŃSKI (1965, S. 81—85) gegebene Deutung zu verstehen, obwohl er darauf hinweist, daß solche Strukturen nicht immer von Belastungsmarken unterschieden werden können:

„ . . . these structures might have been formed by current scour, probably in cell-like vortices rather than by simple loading. This is shown by the existence of all possible transitions between flute moulds and irregular cushion or pillow-like markings and by the fact that the base of each of these irregular structures lies at the same level as other unquestionable current marks . . .“

### 4.4. „Schuppenmuster“ von Kämmen über Rippelmarken

(= „scaly“ pattern of ridges over transverse ripples)

Eine Erscheinung, die genetisch in diesen Zusammenhang gehört, ist das „Schuppenmuster“ über Rippelmarken. Es sind longitudinale Furchen, die sich auf Kämmen von Rippelmarken als Bodenunebenheiten bilden (Abbrechen der laminaren Strömung und Bildung von Wirbelfeldern). Das Vorkommen Taf. 4 Fig. 4 wurde im Steinbruch östlich von Reichenbach beobachtet und ist der von DŻUŁYŃSKI (1965, S. 54) abgebildeten Struktur zu vergleichen. — Eine ähnliche Erscheinung, über Großrippeln angelegt, ist der Taf. 4, Fig. 3 zu entnehmen.

#### 4.5. Gegenstandsmarken (Tool marks)

Auf einer Gesteinsplatte aus dem Steinbruch an der Straße Duchroth—Odernheim lassen sich eine Vielzahl von Gegenstandsmarken beobachten. Es handelt sich um Schleifmarken (groove marks) verschiedener Richtung. Sie entstanden durch in der Strömung mitgeführte Gegenstände, die über den Untergrund schleiften.

Weiterhin sind neben Quastenmarken (Taf. 9 Fig. 3, Taf. 10 Fig. 1) auch Stoßmarken zu sehen, durch einmaliges Einstoßen des Gegenstandes in das Sediment bedingt. Am Beispiel (Taf. 9 Fig. 1 u. 2) ist deutlich das „Schleifen“ beim Herausziehen zu erkennen.

Diese oben erwähnte Gesteinsplatte birgt auf derselben Schichtfläche neben den Schleifmarken longitudinale Furchen und Kämme, die von Schleifmarken überprägt sind. Die Bewegungsrichtungen waren die gleichen. Z. T. sind die Skulpturen der ehemaligen eindrückenden Gegenstände erhalten (Taf. 10 Fig. 3, 4).

Eine von einem Stamm verursachte Schleifmarke ist auf Taf. 11 Fig. 1, eine grazile, von feinen Ästen erzeugte Stoßmarke auf Taf. 10 Fig. 5 zu sehen. — Die Fig. 6 auf Taf. 10 umfaßt alle erwähnten Marken, allerdings in geringen Dimensionen, auf einer Platte.

Hüpf-, Roll- und Überschlagsmarken sind aus feinen tonigen Lagen der Oberen Lebacher Gruppe zu nennen, gute Photographien waren nicht zu erhalten.

#### 4.6. Auswaschungsrinnen (Channels)

In Sedimenten der Oberen Lebacher Gruppe, der Tholeyer Gruppe und den Konglomeraten der Waderner Gruppe treten häufig Auswaschungsrinnen auf, die Ausmaße mittlerer „Priele“ erreichen können. Auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse waren keine guten Aufnahmen zu machen.

#### 4.7. Belastungsmarken i. w. S. (PLESSMANN 1961, S. 523)

PLESSMANN bezeichnet die Belastungsmarken auch als nicht geregelte Marken und versteht darunter „load casts“ im Sinne der von KUENEN (1953 a, S. 1048) gegebenen Definition.

Die im Rotliegenden beobachteten Strukturen haben Dimensionen von mm- bis m-Bereich und lassen sich am besten nach der von POTTER & PETTIJOHN (1963, S. 143 ff) gegebenen Gliederung einteilen. Dort heißt es:

„For our purposes we will group the structures according to the relative importance of vertical and lateral displacements and according also to the degree of disorganization of the original bed. Hence the structures may be arranged in a sequence:

1. Undeformed bed
2. Load-casted bed, lower surface only (vertical movement)
3. Pillows and balls, due to partial or complete break-up of bed (vertical movement)
4. Asymmetric load-casts (combined vertical and lateral movement)

Diese Erscheinungen treten überwiegend an Grenzflächen von Sandstein zu Tonstein auf, wobei der darüberliegende Sandstein in den tonigen Untergrund eingedrückt ist und der Tonstein in sog. „antidunes“ (LAMONT 1957 in POTTER & PETTIJOHN 1963) sich zwischen die „Wülste“ schmiegt. Ballenstrukturen entstehen aber auch nur in Sandsteinbänken.

#### 4.7.1. Load casts (Steinbruch: Straße Duchroth—Odernheim, Obere Lebacher Gruppe)

Das Bild, Taf. 5 Fig. 3, zeigt load casts von cm-Dimension mit  $\pm$  vertikaler Bewegung, während in einer anderen Bank des gleichen Bruches bei den gleichen Belastungsmarken eine seitliche Bewegungskomponente festgestellt werden kann (Taf. 6 Fig. 1, 2). Sie wird auch Flammenstruktur („flame structures“, WALTON 1956 in POTTER & PETTIJOHN 1963) genannt. Die größten zu beobachtenden Strukturen sind 20—30 cm im Durchmesser (Taf. 5 Fig. 1, 2). An der Basis dieser load casts ist das gröbere Korn gegenüber der Kornverteilung im gesamten „Wulst“ angereichert.

Unregelmäßige Belastungsmarken werden auf Taf. 6 Fig. 3 deutlich: Es sind durch seitlich gerutschtes (bewegtes) Sediment entstandene unregelmäßige Wulststrukturen. Sie nehmen eine gewisse Übergangstellung zu den weiter unten beschriebenen Mischmarken ein.

#### 4.7.2. Ballen- und Kissenstrukturen (Ball- and Pillow Structures)

Die von STAPF (1964) in seiner Diplomarbeit beschriebenen und abgebildeten „Sandsteinkugeln“ sind als große Ballenstrukturen aufzufassen. Taf. 7 Fig. 1 zeigt die recht großen „Kugeln“ aus dem Steinbruch in Reichenbach, der in Schichten der Oberen Lebacher Gruppe angelegt ist. Die bis zu 70 cm  $\phi$  starken „Ballen“ haben keine innere „Texturierung“, sitzen in ca. 3—5 m mächtigen, roten, mittel-grobkörnigen Arkosebänken, deren Schichtoberflächen flach gewellt, deren Schichtunterseiten durch die „Kugeln“ stark bewegt sind. Das Herausragen der Strukturen über die eigentliche Bank in das darunterliegende Substrat ist  $\pm$  gering. Es handelt sich also um eine Struktur, die  $\pm$  nur die Arkosebank betrifft.

In Heimkirchen (Taf. 7 Fig. 2, 3) sind es ca. 1 m lange und ca. 30 cm breite, 15 cm hohe, auf der Schichtunterseite einer feinkörnigen, kalkigen Sandsteinbank, parallel angeordnete „Wülste“, die stark an die von MACAR (1948) (s. POTTER & PETTIJOHN 1963) beschriebenen „pseudo nodules“ erinnern, allerdings ohne die „wirren“ Faltenbilder, wie sie weiter unten beschrieben werden.

Der Aufschluß befindet sich an dem Ortsausgang Heimkirchen in Richtung Karlshöhe, in Schichten der Unteren Lebacher Gruppe, die aus einem steten Wechsel von 1 m mächtigen feinkörnigen Sandsteinen und Ton- und Siltsteinen besteht (NEGENDANK 1965, S. 51). Die Wülste sind brotlaibförmig, besitzen aber Vorstülpungen auf jeweils einer Seite, und eine Kissenstruktur wird sogar von der folgenden (Abb. 3) „unterfahren“. Die in den „Wülsten“ zu erkennende Feinschichtung (z. T. feine Schrägschichtung) ist deutlich in der Vorkragung umgebogen, und der darüber liegende Tonstein ist zwischen die sich länglich erstreckenden „Kissenstrukturen“ gequetscht.

Es sind also zwei „Bewegungen“ festzuhalten:

1. die vertikale Einsinkung wie beim load-casting,
2. die, wenn auch geringe, horizontale Bewegung, die die Einstülpungen auf der SW-Seite aller „Wülste“ verursachte (Abb. 3; Lageskizze).

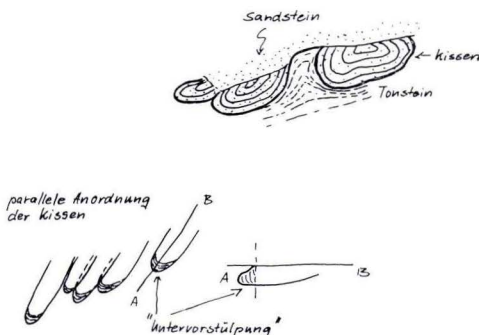


Abb. 3. Zur Anordnung der Kissenstrukturen.

An die Querschnitte durch „pseudonodules“ (POTTER & PETTIJOHN 1963, S. 150) erinnern die im Steinbruch nördlich von Breitenheim beobachteten „Wülste“ (Taf. 8 Fig. 1—3). Deutlich sind die mächtigen, in sich wirr gefalteten Wülste zu erkennen, wobei der unterlagernde Tonstein zwischen den einzelnen „Ballen“ eingefaltet ist. In Bereichen, in denen an der Basis der Bank keine „Kissen“ ausgebildet sind, können ebenso starke, nicht orientierte Verfaltungen beobachtet werden (Taf. 8 Fig. 3). Über die Genese dieser Erscheinungen wird heftig diskutiert (POTTER & PETTIJOHN 1963, S. 148 ff). Ich möchte diese Strukturen im Gegensatz zu den oben erwähnten, länglich ausgerichteten Kissen als Folge reiner „Einsinkung“ in den plastischen Untergrund auslegen, nämlich in folgendem Sinn (POTTER & PETTIJOHN 1963, S. 152): „. . . all indicate a later and sudden formation. Abrupt thixotropic transformation of the clay substrate seems most probable cause.“

#### 4.8. Subaquatische Rutschungen (slump folds)

Recht häufig kommen diese Erscheinungen in den Altenglaner Schichten vor, einer Wechselfolge aus z. T. mächtigen Kalken und Tonsteinen. Es handelt sich meist um „Gleitfalten“, die mehrere Lagen umfassen. Die Mächtigkeit der betroffenen Schichtenpakete beträgt meist 30 cm — 1 m. (Eine gute Photographie war leider nicht herzustellen.) Die Bewegung scheint dabei in Richtung des heutigen Einfallens gegangen zu sein (was in Altenglan wie auch in Wolfstein beobachtet werden kann) und könnte so ein Hinweis auf die schon frühzeitige Anlage paläogeographisch-tektonischer Strukturen sein.

#### 4.9. Mischmarken (Miscellaneous marks)

Es sind Marken, die nicht eindeutig den definierten Strömungsmarken zugeordnet werden können, da sie Überlagerungen mehrerer Vorgänge wiedergeben, so z. B. durch Belastung oder durch geflossenes Sediment veränderte Strömungsmarken oder auch nur reine „Gefließ-Marken“, wie sie von RICHTER (1935) beschrieben worden sind.



Die Taf. 11 Fig. 2 weist Gebilde auf, die sowohl als Strömungsmarken als auch als „Gefließ-Marken“ aufgefaßt werden können und die von Fächermarken (frondescent marks) überlagert werden.

Nach der Beurteilung aller Einzelercheinungen dünkt mich, es handle sich um schuppenförmige Gefließmarken (= squamiform load casts, TEN HAAF 1959 in POTTER & PETTIJOHN 1963), die meist an einer Seite und an der Front in Fächermarken übergehen (stärker „breiiges“ Zerfließen auf Grund geringerer Kohäsion des weichen Sediments).

Eine weitere schuppenförmige Gefleißmarke ist auf Taf. 11 Fig. 3 dargestellt (s. Reichenbach, Steinbruch).

Ein schönes Beispiel einer Fächermarke bietet die von STAPF (1964) gemachte Photographie (Taf. 12 Fig. 1). Taf. 11 Fig. 4 zeigt eine Kombination von Furchen- und Fächermarken.

#### 4.10. Wulstbänke (= convolute bedding)

Im Steinbruch nördlich Jeckenbach (THEUERJAHR 1967) treten in einer 40—60 cm mächtigen, feinsandigen bis schluffigen Bank Faltenbilder und Sandsteinballen auf. Ober- und Unterseite der Schicht sind mehr oder weniger scharf; an der Oberseite werden einzelne Faltenbilder diskordant abgeschnitten (Abb. 4 u. Taf. 12 Fig. 2—4).

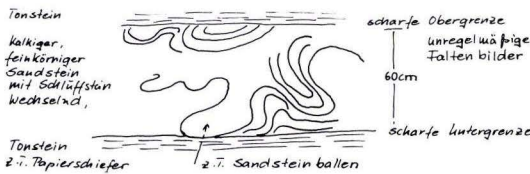


Abb. 4. Querschnitt durch eine Wulstbank (= convolute bedding).

Die feinsandigen und kalkigen Partien sind zwiebelschalig, nebeneinander angeordnet, und haben keinerlei seitliche Fortsetzung. Es sind isolierte Körper, die sich z. T. als Kissen herauspräparieren lassen. Sie besitzen keine innere Textur.

Nach diesen Beobachtungen handelt es sich — zumindest im oberen Teil der Bank — um Bilder, die „convolute bedding“ entsprechen. Der untere Teil der Bank mit den genannten Kissen erinnert an Ballenstrukturen, die evtl. durch zusätzliche Sackungsvorgänge des noch feuchten Sediments entstanden sein könnten. Auch hier ist die Diskussion über die Genese dieser Gebilde noch nicht endgültig geklärt (POTTER & PETTIJOHN 1963, S. 152—154).

### Schriftenverzeichnis

- DŹULYŃSKI, S. & WALTON, E. K.: Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. — Dev. Sedimentol., **7**, Amsterdam, London, New York (Elsevier) 1965.
- FALKE, H.: Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **99**, S. 298—354, Stuttgart 1954.

- KONRAD, H. J.: Die Tholeyer Gruppe (ru3) an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 3, S. 257—284, Stuttgart 1969.
- LENZ, R.: Die Remigiusberger Schichten östlich Dirmingen (Saarland) und im Bereich der Pfälzer Kuppeln. Maschinenschriftl. Diss., Mainz 1965.
- LORENZ, V.: Zur Geologie der Umgebung von Rockenhausen und Gerbach/Pfalz. Unveröffentl. Diplomarbeit, Mainz 1965.
- LÜTZNER, Harald: Strömungsmarken aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes. — Geologie, **15**, 10, S. 1135—1160, Berlin 1966.
- NEGENDANK, J. F. W.: Das Unterrotliegende im Gebiet Wolfstein — Niederkirchen — Heiligenmoschel (SE-Flanke des Pfälzer Sattels). Unveröffentl. Diplomarbeit, Mainz 1965.
- PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. 370 S., Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York (Springer) 1964.
- POTTER, P. E. & PETTIJOHN, F. J.: Paleocurrents and Basin Analysis. 296 S., 130 Fig., 30 Pl., Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York 1963.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb., **78**, S. 503—566, 41 Abb., Hannover 1961.
- REINECK, H. E.: Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101**, S. 75—90, Stuttgart 1955.
- RICHTER, RUD.: Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer, I. Gefleiß-Marken. — Senckenbergiana, **17**, S. 244—263, Frankfurt a. M. 1935.
- RÜCKLIN, H.: Strömungsmarken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. — Senckenbergiana, **20**, S. 94—114, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1938.
- STAPP, K.: Schichtfolge und Tektonik des Oberkarbons und Rotliegenden im Raum Reichenbach — Jettenbach — Erzenhausen (Nordpfälzisches Bergland). Unveröffentl. Diplomarbeit, Mainz 1964.
- THEUERJAHN, A. K.: Zur Geologie der Nord-West-Flanke des Pfälzer Sattels im Gebiet von Lautrecken — Hunsbach — Bärweiler — Breitenheim (oberes Nahebergland, Glan — Alsenz — Berg- und Hügelland). Unveröffentl. Diplomarbeit, Mainz 1967.

### Tafelerklärungen

#### Tafel 1

- Fig. 1. Einfacher Zapfenwulst und „Korkenzieher“-zapfen, Steinbruch: östl. d. Winterbach, Str. Kaulbach-Olsbrücken, Bl. Wolfstein, Tholeyer Arkose.
- Fig. 2. Terrassierte Strömungswülste auf der Unterseite einer Arkosebank; Aufschluß 3 der Übersichtsskizze.
- Fig. 3. Longitudinale Furchen und Kämme; Aufschluß 6.

#### Tafel 2

- Fig. 1,2. Longitudinale Furchen und Kämme; Aufschluß 6.
- Fig. 3. Longitudinale Furchen und Kämme, die Schleifmarken überprägt haben; Lokalität Aufschluß 6.
- Fig. 4. „L-ridges pattern breaking down into small imbricating flute-like moulds“. Lokalität Aufschluß 6.
- Fig. 5. Unregelmäßiges Furchen- und Kammuster, durch Bodenunebenheiten verursacht. Lokalität Aufschluß 6.

T a f e l 3

Fig. 1,2. Muster aus longitudinalen Furchen und Kämmen. Lokalität Aufschluß 6.

Fig. 3. Kombination von Strömungswülsten mit kissenähnlichen Spülmarken. Aufschluß 6.

T a f e l 4

Fig. 1,2. Kombination von Strömungswülsten mit kissenähnlichen Spülmarken. Aufschluß 6.

Fig. 3. „Schuppenmuster“ aus longitudinalen Furchen und Kämmen über Großrippeln angelegt, kombiniert mit Strömungswülsten. Aufschluß 6.

Fig. 4. „Schuppenmuster“ aus Kämmen über Rippelmarken. Aufschluß 3.

T a f e l 5

Fig. 1. „Load casts“. Aufschluß 5.

Fig. 2,3. „Load casts“. Aufschluß 5.

T a f e l 6

Fig. 1,2. „Load casts“. Aufschluß 5.

Fig. 3. Unregelmäßige Wülste (= „load casts“). Aufschluß 3.

T a f e l 7

Fig. 1. Ballenstrukturen (= „Sandsteinkugeln“). Aufschluß 3.

Fig. 2,3. Kissenstrukturen. Aufschluß 4.

T a f e l 8

Fig. 1-3. „Wülste“ an der Basis einer 8—10 m mächtigen Sandsteinbank. Die Wülste sind im „Innern“ deutlich gefaltet. (Feine Wechsellagerung Sand — Ton) Aufschluß 2.

T a f e l 9

Fig. 1-3. Gegenstandsmarken (Quasten- und Stoßmarken). Aufschluß 5.

T a f e l 10

Fig. 1-6. Gegenstandsmarken. Aufschluß 5. Schichtunterseite.

Fig. 1. u. a. Quastenmarke.

Fig. 2. Gegenstandsmarken mit longitudinalen Furchen und Kämmen. In Verlängerung des Zollstocks Stoßmarke, ebenda Abdruck von Pflanzenrest.

Fig. 3,4. Stoßmarken mit Abdrücken vom eindrückenden Gegenstand.

Fig. 5. Grazile Stoßmarke in schluffigem Tonstein. Aufschluß 6.

Fig. 6. Rillen-, Quasten-, Stoßmarken, kleindimensioniert in schluffig-tonigem Sediment. Aufschluß 6.

## T a f e l 11

Fig. 1. Schleifmarke eines Stammes. Aufschluß 6.

Fig. 2. Mischform aus schuppenförmigen Gefleißmarken und Fächermarken. Aufschluß 3.

Fig. 3. Schuppenförmige Gefleißmarken. Aufschluß 3.

Fig. 4. Fächermarken am Rande von longitudinalen Furchen und Kämmen. Aufschluß 6.

## T a f e l 12

Fig. 1. Fächermarke (Fotographie: K. Stapf 1964). Aufschluß 3.

Fig. 2-4. Ansicht einer Wulstbank (= convolute bedding) im Querschnitt (s. auch Abb. 4). Aufschluß 1.

Fig. 2. „Scharfe“ Oberseite der Wulstbank. Faltenbilder werden diskordant abgeschnitten.

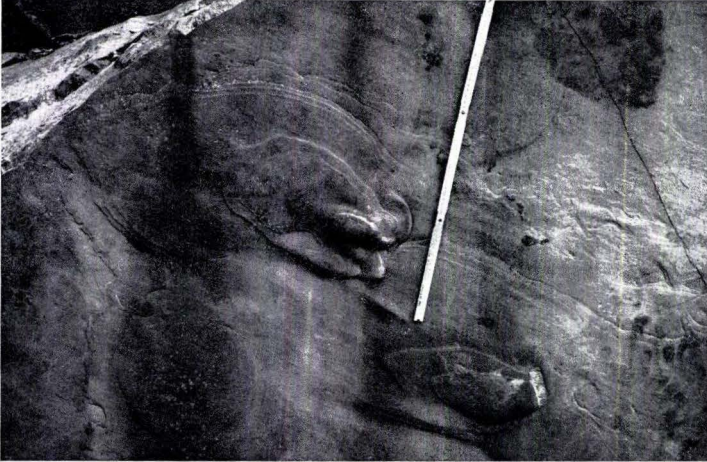
Fig. 3. Faltenbilder innerhalb der Bank.

Fig. 4. „Scharfe“ Unterseite der Bank. (Oberes Ende des Hammerledergriffs). Sandsteinballen, isoliert.

1

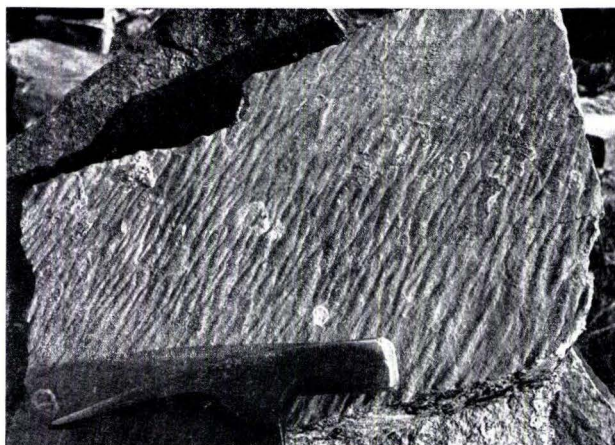


2



3

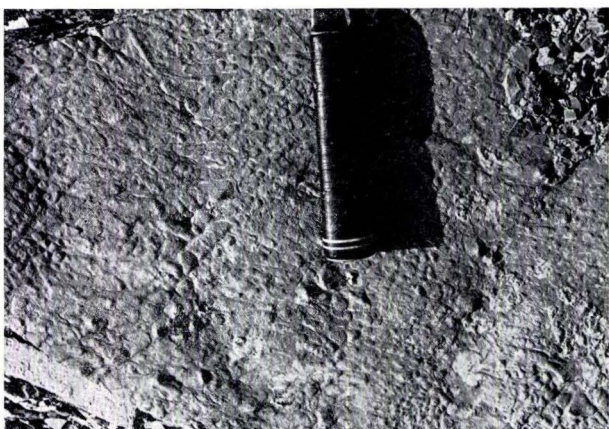




2



3



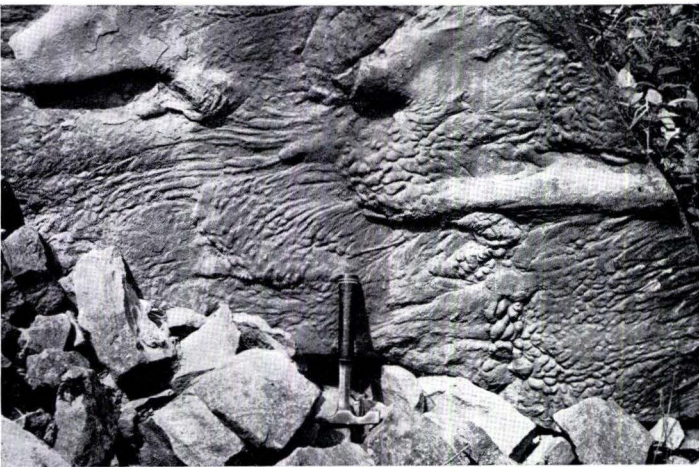
5



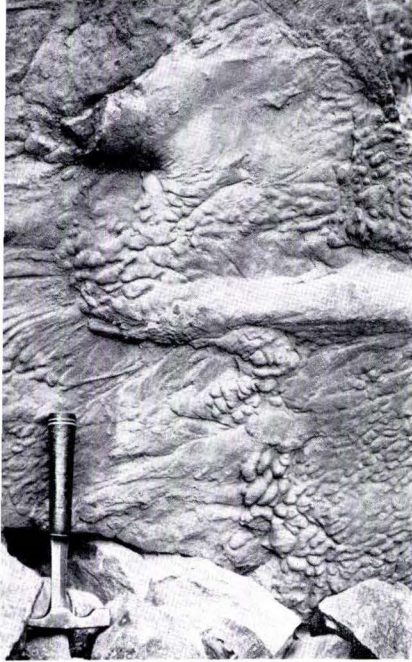
1



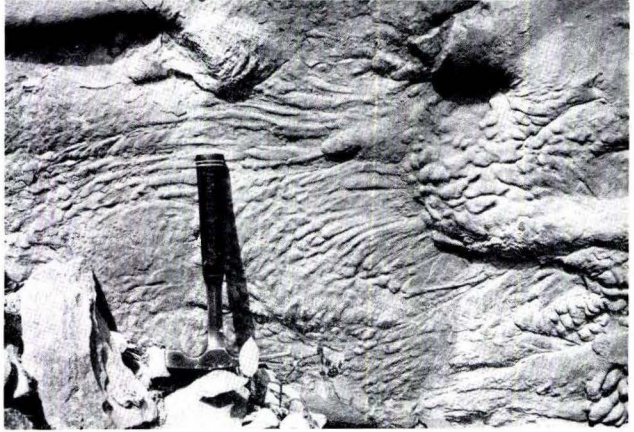
2



3



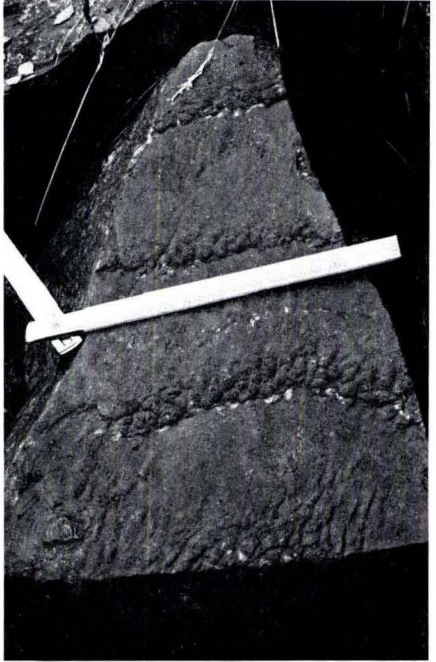
2



1



3



4





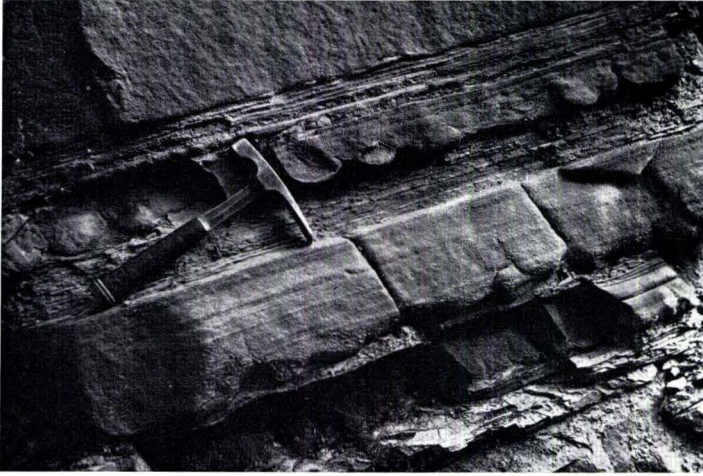
1



2



3



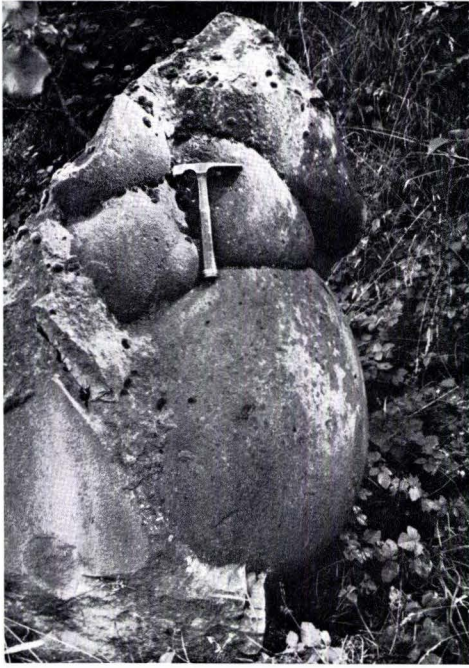
1



2



3



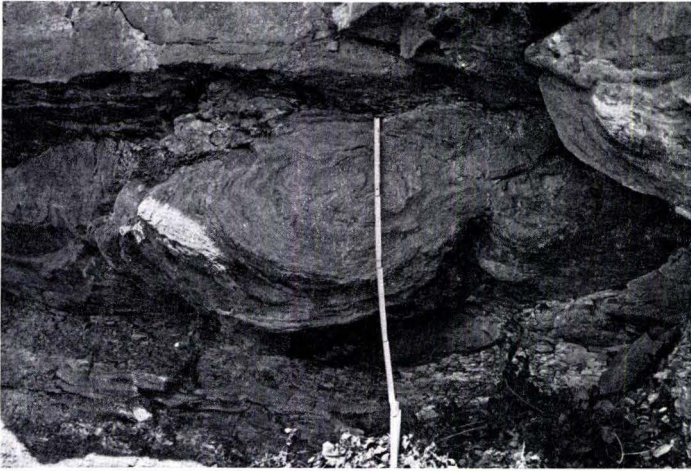
1



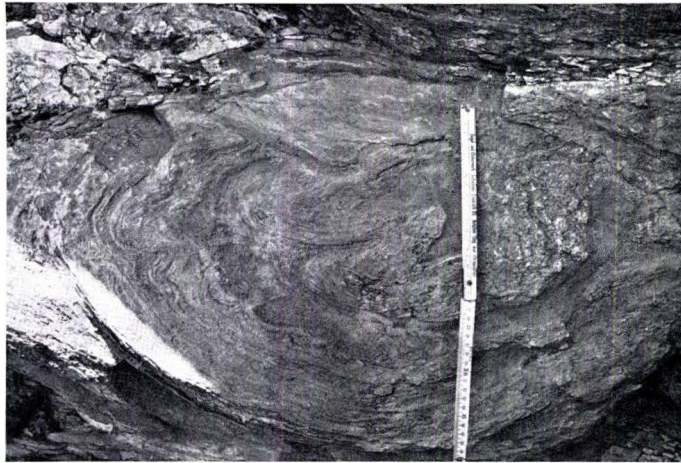
2



3



1



2



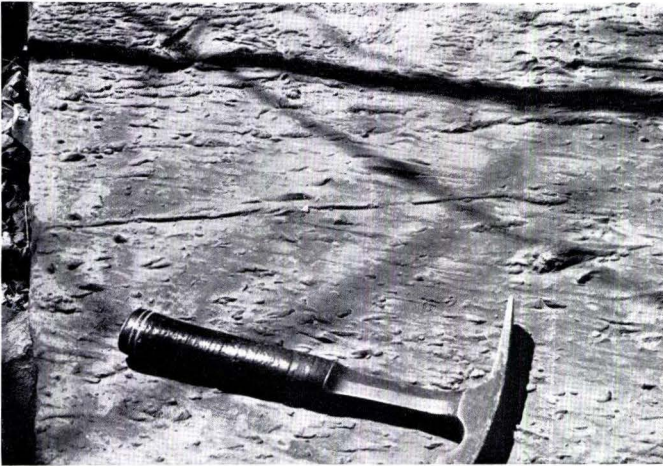
3



1



2



3



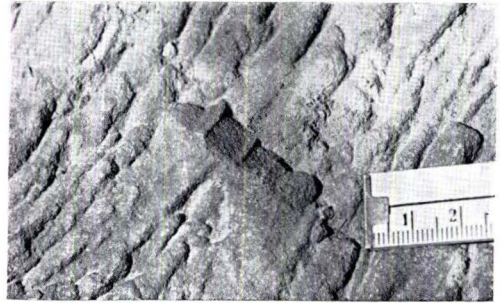
1



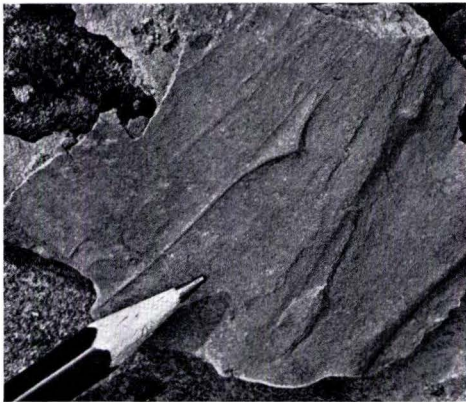
2



3



4



5



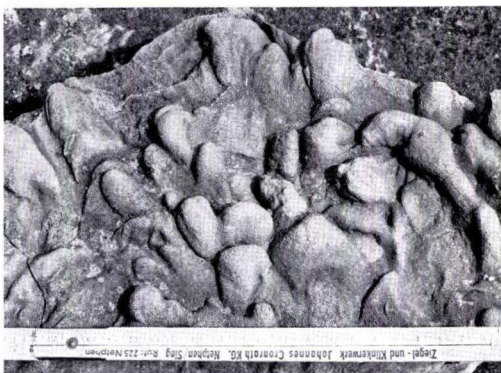
6



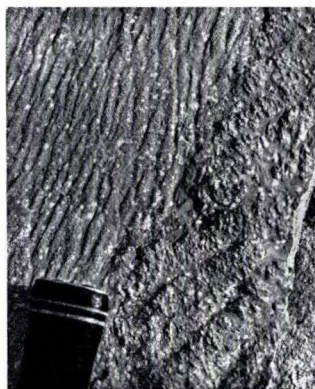
1



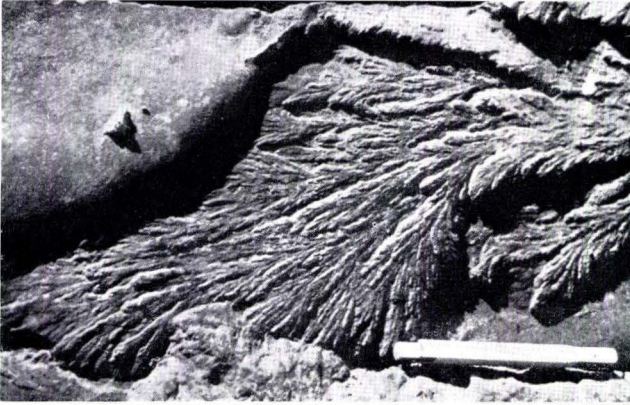
2



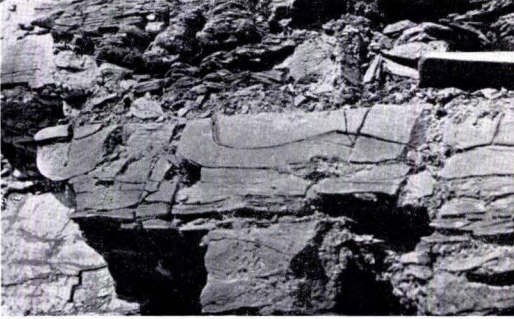
3



4



1



2



4



3



## Uranvorkommen im Saar-Nahe-Gebiet (Rheinland-Pfalz)

Von

CHRISTOPH RÉE, Mainz \*)

*Kurzfassung:* Im Rotliegenden von Rheinland-Pfalz treten verschiedene Typen von Uranvererzungen auf. Neben hydrothermalen, vorwiegend mit sauren Magmatiten verknüpften Vorkommen, spielen syn- und epigenetische Anreicherungen in Sedimenten eine gewisse Rolle.

### Einleitung

Seit Anfang der 50-er Jahre die Prospektion auf Uranerze weltweit verstärkt einsetzte, erfolgt auch in Rheinland-Pfalz mit Unterstützung des Ministeriums für wissenschaftliche Forschung eine systematische Untersuchung des Landesgebietes auf Uranvorkommen.

Von den das Land Rheinland-Pfalz aufbauenden geologischen Groseinheiten: Rheinisches Schiefergebirge, Saar-Nahe-Mulde, Mesozoisches Deckgebirge (Bitburg—Trierer Mulde und Pfälzer Mulde), Neozoische Becken und Senkungsfelder (Mainzer Becken, Oberrheingraben, Neuwieder Becken) war die Wahrscheinlichkeit, Uran zu finden, in der Saar-Nahe-Senke am größten. Zwar wurden auch im Buntsandstein der Bitburg—Trierer Mulde sowie im Tertiär des Mainzer Beckens Urankonzentrationen festgestellt, die meisten Anomalien liegen jedoch im Bereich der Saar-Nahe-Senke, einer im Oberkarbon am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges angelegten Innensenke, die an der Wende vom Unter- zum Oberrotliegenden ihre tektonische Dreigliederung erhielt: die Nahemulde im Norden, südlich anschließend den Pfälzer Sattel und die Vorhaardtmulde. Während dieser Phase geförderte saure, intermediäre und basische Magmen sind für die Bildung einer Anzahl von Erzlagerstätten ausschlaggebend gewesen. Ähnlich wie die Kupfer- und Quecksilbererze der „Pfälzer Erzprovinz“ sind auch die Uranerze sowohl an Magmatite als auch an Sedimente gebunden. Unter den Magmatiten bevorzugt das Uran die Rhyolithe des Kreuznacher Massives, des Donnersberges, des Königsberges und des Nohfelder Massives. Unter den Sedimenten spielt das Unterrotliegende, besonders die Lebacher Gruppe, eine größere Rolle als das Oberrotliegende, obwohl auch hier Anreicherungen von Uran bekannt geworden sind.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. C. Rée, Oberlandesgeologe, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarktstraße 9.

Die Prospektion erfolgte mit tragbaren Szintillometern zu Fuß, mit Kraftfahrzeugen und zeitweise auch vom Helikopter aus. Geochemische Prospektionsmethoden konzentrierten sich auf die Saar-Nahe-Mulde und das Mainzer Becken.

Wenn sich auch in den meisten Fällen im Verlauf näherer Untersuchungen in den einzelnen Anomaliegebieten herausstellte, daß die Voraussetzungen für eine bergbauliche Gewinnung nicht gegeben waren, so wurde doch dabei die Vielfalt der Möglichkeiten einer Uranvererzung deutlich.

### Uran in Magmatiten

Die häufigste Vererzungsform ist die hydrothermale Imprägnation saurer und intermediärer Magmatite. Sie ist im Nohfelder Massiv und in den Massiven des Donnersberges, des Königsberges und des Lemberges verwirklicht und bildet im nördlichen Teil des Nohfelder Massives die Lagerstätte „*Bühlskopf*“ bei *Ellweiler*. Sie wurde in den letzten Jahren im Tagebau und Tiefbau weitgehend abgebaut. Es handelt sich um eine etwa 30 m mächtige, NW-SE verlaufende hydrothermal beeinflusste Zone mit einer aszendenten sulfidischen Uranpecherz-Coffinit-Paragenese (BÜLTEMANN 1960 u. 1965), welche durch erhöhte Gehalte an Cu, Pb, Zn, Ba, Ag und Ni gekennzeichnet ist. Das Fehlen von Bi und die fast völlige Abwesenheit von Co zeigt damit weniger Anklänge an die erzgebirgische Co—Ni—Bi—Ag-Formation als vielmehr an die Hämatit-Baryt-Formation vom Typ Wölsendorf (EMMERMANN 1966). Allerdings tritt das Uran am „*Bühlskopf*“ nicht in Form von Gängen, sondern primär in nesterförmigen Imprägnationen und sekundär in Klüftbelägen des kleinstückig zerbrochenen Rhyolithes auf.

Durch nachträgliche Zufuhr CO<sub>2</sub>-haltiger Lösungen, die an vielen Stellen im Nohfelder Massiv zur Kaolinisierung des Rhyoliths zu sog. „Feldspat“ führte, wurde die primäre Uranvererzung stark überprägt und verwischt. Es kam zu Verlagerungen des Stoffbestandes und zur Bildung von Sekundärmineralien, die als gelbe und grüne Beläge den zahlreichen Klüften des Rhyoliths aufsitzen und das heutige Bild der Lagerstätte bestimmen.

Die am häufigsten vorkommenden Sekundärmineralien sind die Silikate Kasolit und Uranophan sowie die Arsenate Zeunerit und Uranospinit. Uranylphosphate sind nicht gefunden worden.

Hinsichtlich der Genese des Vorkommens dürfte die enge räumliche Verknüpfung der Uranführung mit gangförmigen magmatischen Breccien von Bedeutung sein. Die Breccien bestehen aus Rhyolithbruchstücken, die durch Nachschübe des gleichen Magmas verkittet sind. Sie treten im Rhyolith gangförmig in unterschiedlicher Mächtigkeit (cm- bis m-Bereich) auf, wobei häufig starke Mächtigkeitsänderungen im Streichen sowie Aufspaltungen in mehrere Teiläste auftreten können. Die meisten Breccien am Bühlskopf folgen ebenso wie die kaolinisierten Bereiche der generellen NW-SE-Richtung der uranführenden Zone.

Zwar sind auch die Breccien häufig vererzt, jedoch weist das Nebengestein meist eine intensivere Uranführung auf. Es spricht manches dafür, daß die kaolinisierenden Lösun-

gen den Aufstiegswegen der magmatischen Breccien gefolgt sind und die Mobilisierung des primären Uranbestandes bewirkt haben. Gleichzeitig mit dem Uran wurde auch das Eisen mobilisiert und unter veränderten pH-Bedingungen zusammen mit den sekundären Uranmineralien wieder fixiert.

An anderen Stellen des Nohfelder Massivs, z. B. in der „Feldspat“-Grube Kapp bei Türkismühle ist dieser im Idealfall symmetrische Aufbau deutlicher ausgeprägt: Eine zentrale steilstehende kaolinisierte magmatische Breccie wird beiderseits von kaolinisiertem Rhyolith und anschließend von parallel dazu verlaufenden, intensiv rot gefärbten Zonen begleitet.

Urananreicherungen ähnlichen Typs wurden auch am Donnersberg, Königsberg und Lemberg gefunden, wobei das Geologische Landesamt Rheinland-Pfalz an den beiden letzten Punkten erstmalig im Jahre 1957 interessante Vergesellschaftungen mit Quecksilbererzen nachweisen konnte.

Die Uranmineralisationen am *Donnersberg* konzentrieren sich auf einige Punkte im Wildensteiner Tal und auf den Kupfererzbezirk bei Imsbach im südlichen Teil des Massivs.

Primäres Uranpecherz und Coffinit liegen in feinsten Verteilung und im Einzelkörnern bis 2 mm  $\phi$  in dunkelroten Schlieren des sonst bräunlichvioletten bis violettgrauen Rhyoliths. Die Schlieren, die während der Intrusion entstanden sein dürften, lassen sich einer eutaxitischen Bänderung zuordnen, die im Rhyolith des Donnersberges häufig zu finden ist. In der Bänderung, die eine eng- bis weitständige Wechsellagerung von ungeklüfteten mit stark (senkrecht zur Bänderung) geklüfteten Lagen darstellt, kommt mit großer Wahrscheinlichkeit das fluidale Gefüge des Rhyoliths zum Ausdruck, wie dies auch andernorts von hochviskosen sauren Magmen bekannt ist.

Die basischen Magmatite des *Grenzlagers* sind primär arm an radioaktiven Substanzen. Daher ist es auch nirgends zu nennenswerten Urananreicherungen gekommen. Eine Strahlungsanomalie in der untersten Grenzlagerdecke am *Eborner Berg* bei *Hoppstädten*/Nahe ist auf sekundäre Zufuhr aus Klüften aus dem unterlagernden Rhyolithkonglomerat oder dem tieferen Untergrund zurückzuführen.

Eine weitere Anomalie bei *Dienstweiler* läßt einen Zusammenhang mit Störungen erkennen, die als Zufuhrwege gedient haben können.

### Uran in Sedimenten des Unterrotliegenden

In Verbindung mit Sedimenten sind sowohl syngenetische als auch epigenetische Urankonzentrationen bekannt geworden.

Im Unterrotliegenden liegt in den Papierschiefern der Mittleren Lebacher Gruppe nach HERZBERG auf Grund der für Faulschlamm typischen Vergesellschaftung von U, Cu, Mo und V sowie auf Grund der großflächigen, gleichmäßigen Vererzung eine syngenetische Anreicherung vor, die nach MAUCHER zum Typ der Schwarzschiefer zu stellen wäre.

Als epigenetisch-deszendente ist im Unterrotliegenden eine in den Wahnweger Schichten der Kuseler Gruppe angetroffene Urananreicherung zu deuten (HERZBERG 1962). Kohlenflözchen zeigen nur dort erhöhte Urangelhalte, wo keine stauenden Schiefertone im Hangenden auftreten und die deszendente uranhaltigen Lösungen direkt mit den Kohlen in Berührung kommen konnten.

Ebenfalls als epigenetisch sind wohl auch Urananreicherungen im Grenzbereich der Mittleren zu der Oberen Lebacher Gruppe nördlich von *Obermoschel* im Katzbach-Tal zu deuten. Als dort im Frühjahr 1968 die ersten Anomalien von der Gewerkschaft Brunhilde gefunden wurden, lag zunächst der Gedanke nahe, daß ähnlich wie in den Papierschiefern eine syngenetische Vererzung vorliege, zumal die Uranführung an die Schichtung gebunden ist. Es zeigte sich jedoch, daß die stärkste Urankonzentration im allgemeinen an der Liegendgrenze von Sandsteinhorizonten zum Schiefertone auftritt. Der liegende Schiefertone zeigt keine wesentlich von der Norm abweichenden Urangelhalte.

Als Uranträger wurden auf Grund von Autoradiographien Partikelchen einer kohlig-bituminösen Substanz ermittelt, die auch in Form feiner Säume um schichtig eingelagerte Pyritlinsen auftritt. Ein Teil des Urans ist auch an Pflanzenreste gebunden, die auf den Schichtflächen der Sandsteine angereichert sind.

Diese Feststellungen, verbunden mit Strahlungsmessungen in diesem Gebiet ergaben, daß die stärkste Radioaktivität im Bereich des etwa N-S verlaufenden Katzbach-Tales bzw. seiner Talflanken dort auftritt, wo die etwa E-W streichenden Sandsteinhorizonte das Tal schneiden. Beiderseits des Tales nimmt die Strahlungsintensität rasch ab. Es spricht manches dafür, eine dem Katzbach-Tal folgende N-S-Störung anzunehmen, welche als Zufuhrweg für aszendente uranhaltige Lösungen gedient haben könnte. An den Kreuzungsstellen mit geeigneten, Pyrit und organische Substanzen führenden Sandsteinhorizonten wäre die Möglichkeit zur lateralen Einwanderung und Ausfällung des Urans gegeben gewesen. Dabei wirkten die Schiefertone als stauende Horizonte, ohne selbst Uran aufzunehmen.

Unweit des erwähnten Uranvorkommens im Rhyolith des Nohfelder Massivs befindet sich bei Ellweiler nördlich des Kontaktes ein zweites, kleineres Vorkommen in Sedimenten des Unterrotliegenden am „*Stein*“.

Die Uranführung konzentriert sich auf einige Konglomerathorizonte, die einer tonig-feinsandigen Schiefertonserie (vermutlich Kuseler Gruppe) eingelagert sind. Eine Rhyolith-Apophyse, welche in die am Kontakt zum Nohfelder Massiv hochgeschleppten steilstehenden Schichten eingedrungen ist, dürfte hier als Erzsponder in Frage kommen. Der Vererzungstyp wäre demnach hydrothermal-epigenetisch.

Uranvererzungen in kontaktnahen Sedimenten des Unterrotliegenden finden sich auch am Rande eines Rhyolithstockes bei *Niederhambach* zwischen Birkenfeld und Idar-Oberstein, wobei sowohl Schiefertone als auch zersetzte basische Magmatite sekundär imprägniert wurden.

## Uran in Sedimenten des Oberrotliegenden

Durch die Untersuchungen von EICHHOFF & REINECK (1953) über Uran-Vanadium-Kerne sind auch Sedimente des Oberrotliegenden der Nahemulde als uranhöflich bekannt geworden. Genetisch sind diese Anreicherungen zu dem red-bed-Typus zu stellen, der heute vorwiegend als epigenetisch-sedimentär angesehen wird.

Südlich des Pfälzer Sattels sind in den Waderner Schichten in einer etwa 10 cm mächtigen kohligen Lage erhöhte Urangelhalte nachgewiesen worden (SCHÄFER 1969), die als eine epigenetische adsorptive Bindung des Urans an die Kohle angesehen werden, wie dies auch an Kohlen des Unterrotliegenden beobachtet wurde.

## Schriftenverzeichnis

- BÜLTEMANN, H. W.: Die Uranmineralien vom Bühlkopf bei Ellweiler, Kreis Birkenfeld/Nahe. — Aufschluß, 2, S. 281—283, 1960.
- Die Uranvorkommen Ellweiler in Rhl.-Pfalz und Menzenschwand im Schwarzwald. — Erzmetall, **18**, 2, 1965.
- & STREHL, E.: Uranvorkommen im Saar-Nahe-Gebiet. — Aufschluß, **20**, 7/8, 1969.
- EBBINGHAUS, E.: Die Kaolinvorkommen von Nohfelden und Ellweiler im Fürstentum Birkenfeld. Geol. Meldearbeit z. I. Staatsprüfung, Aachen 1913.
- EICHHOFF, H. J. & REINECK, H. E.: Uran-Vanadinkerne mit Verfärbungshöfen in Gesteinen. — N. Jb. Mineral., Mh., II/12, 1952, S. 294—314, Stuttgart 1953.
- EMMERMANN, K. H.: Die Uranführung der Lagerstätte Ellweiler. Diss. D 83 T. U. Berlin, Fakultät f. Bergbau und Hüttenwesen, Berlin 1966.
- Die Uranführung der Lagerstätte Ellweiler im Nohfelder Porphyrmassiv. — Erzmetall, **22**, 7, S. 315—321.
- FALKE, H.: Stratigraphische Probleme des Pfälzer Rotliegenden. — N. Jb. Geol. Mineral., Mh., Stuttgart 1950.
- Probleme des saarpfälzischen Rotliegenden. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, (1951), S. 238—252.
- Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **46**, 1964, S. 35—51.
- Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im Pfälz. Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., **99**, 1954.
- Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regional Klima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rdsch., **54**, 1965, H. 1, S. 208—224.
- HERZBERG, W.: Die Uranführung der Unterrotliegend-Sedimente insbesondere der Mittleren Lebacher Schichten. Diss. T. U. Berlin, Fakultät für Berg- und Hüttenwesen, Berlin 1962.
- MAUCHER, A.: Die Lagerstätten des Urans. Braunschweig 1962.
- RÉE, C.: Neue Uranfundpunkte am Donnersberg/Pfalz. Aufschluß, 2, 1965.
- SCHÄFER, K.: Die Radioaktivität des Rotliegenden im Raume von Olsbrücken/Pfälzer Bergland. — Aufschluß, 3, 1969, S. 72—78.
- SCHWILLE, F.: Uranvorkommen in Rheinland-Pfalz. — Atomwirtschaft, **4**, 6, 1959, S. 235—241.

Abh. hess. L.-Amt Erd.-u. Bergw.-Forsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 168-180	7 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1970
---	----	-----------------------------	------------	--------	--------	-------------------

## Strukturgeologische Untersuchungsergebnisse im Bereich der Krabach-Masse (Lechtaler Alpen)

Von

BRUNO ENGELS, Münster/Westf. \*)

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel

### Einleitung

Nach wie vor steht für die nördlichen Kalkalpen das Problem einer ortsgebundenen oder ortsfremden Tektonik an: Autochthonie oder Allochthonie?

Für Frh. VON RICHTHOVEN (1861) und Zeitgenossen handelte es sich hier „selbstverständlich“ um Autochthonie.

Mit AMPFERER (1910) brach das Zeitalter deckentheoretischer Vorstellungen (Allochthonie) auch für diesen Teil der Alpen an.

Seit etwa 15 Jahren treten vor allem KOCKEL und seine Schüler wieder für weitgehende Autochthonie ein, so auch hinsichtlich der Krabach-Masse (K. E. KOCH 1966). KOCH deutet letztere als Pilzsattel bzw. autochthone Klippe, die örtlich durch den Kreidesschiefer nach oben drang und unten von allen Seiten her abgeschnürt wurde. Er beruft sich dabei nicht zuletzt auf spezielle kleintektonische Untersuchungen. Da ich im gleichen Gebiet ebenfalls strukturgeologische Beobachtungen vorgenommen habe, dürfte es besonders reizvoll sein, die ermittelten Tatsachen und die Deutungen (einschließlich Arbeitsmethode und Ergebnisse) der beiden Bearbeiter miteinander zu vergleichen. Die stratigraphische Kartierung KOCH's wurde von mir als richtig hingenommen und diente der beiliegenden tektonischen Karte als Basis, abgesehen von einigen Ergänzungen nach der geologischen Karte von AMPFERER und eigenen Begehungen.

Auch hier möchte ich — wie in meiner Arbeit über die Hasenfluh und das Hornbachgebiet (Lechtaler bzw. Allgäuer Alpen) 1960 — mit Nachdruck darauf hinweisen, daß infolge der sehr komplizierten tektonischen Verhältnisse in erster Linie die unmittelbare Beobachtung und Darstellung derselben bevorzugt wird; auf statistische Gefügediagramme wird also bewußt verzichtet, damit örtliche sowie zeitliche Inhomogenitäten und Beziehungen nicht verwischt und falsche Schlüsse vermieden werden.

---

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. B. Engels, 44 Münster/Westf., Klausenerstraße 34.

Schließlich sei noch vorausgeschickt, daß eine solche lokal begrenzte Strukturuntersuchung selbstverständlich auch nur über die örtlichen tektonischen Verhältnisse hinreichend zuverlässige Aussagen machen kann, wie z. B. über die Lagerungsart und die Kinematik, ob Horizontal- oder Vertikaltektonik vorherrscht, welche relativen Bewegungsrichtungen vorliegen usw. Wie weit die Bewegungen — etwa im Sinne der Deckentheorie — gegangen sind, ist im allgemeinen nicht ersichtlich. Hier handelt es sich also vornehmlich darum zu klären, ob zum Beispiel hauptsächlich ein lokales Aufdringen (Autochthonie) oder ob im wesentlichen horizontale Verfrachtungen (Allochthonie) nach Norden vorliegen. Z. T. läßt sich allerdings eine *Mindestschubweite* angeben, die bei der Hasenfluh 1,5 km, im Hornbachfenster 5 km beträgt.

### Überblick

(Vgl. Tektonische Karte der Krabach-Masse, Taf. 1)

Die Krabach-Masse liegt zwischen dem Bockbach (im NW), Lechtal (im N), Kaiserbach (im E), Almejurbach (im SE) und der Flexenpaß-Straße (im W). Sie wird durch das Krabach-Tal in einen nordwestlichen und südöstlichen Teil aufgegliedert. Im Bereich der Fangokar- und Schmalzgruben-Spitze ragt sie bis nahe an 2 650 m Höhe heran.

AMPFERER hat in diesem westlichen Teil der Lechtaler Alpen 1910 die Inntaldecke und 1914 die darüber liegende Krabachjoch-Decke postuliert. SPENGLER schlug 1951 eine

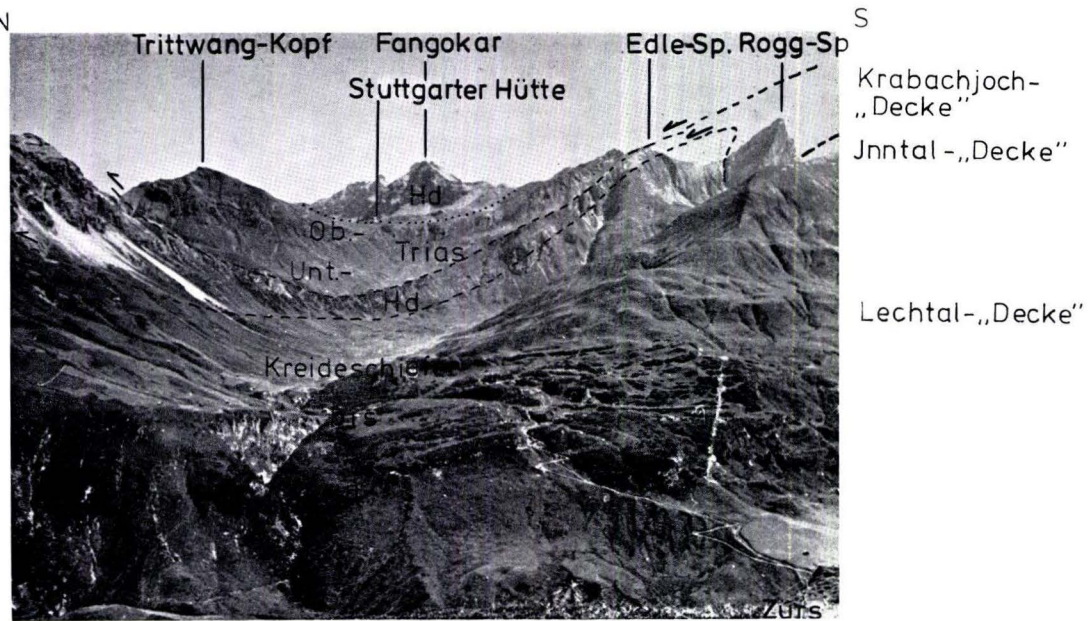


Abb. 1. Blick auf die Krabach-Masse von Westen her. Aufgliederung in die 3 bekannten „Deckeneinheiten“ bzw. Schuppen. Zwischen Trittwang-Kopf und Stuttgarter Hütte das Krabachjoch.

weitere Aufgliederung in eine untere und obere Krabachjoch-Decke vor; 1953 schrieb er hier von flachen Schuppen („Fastfugengleitung“) im Sinne von KRAUS (1949), von Deck-schollen des Krabachjochs und der Fallesin-Spitze, von Tauchfalten der Rogg-Spitze und des Stanskogels inmitten des Cenomans der Lechtaldecke usw. Wie schon in der Einleitung angedeutet, faßt KOCH (1966) die Krabach-Masse als eine „durch gebundene Tektonik“ geprägte Einheit auf und spricht von einer autochthonen Klippe im Sinne LOTZES (1934).

Einen ausgezeichneten Überblick im Querprofil kann man sich recht bequem nahe der Flexenpaß-Straße bei Zürs verschaffen, sei es vom Hang der Hasenfluh aus (evtl. unter Benutzung des Lifts zum Zürser-See) oder vom Pazieltal aus (Abb. 1).

Auf dem markanten Hauptdolomit um Zürs folgt normalstratigraphisch nach oben Rätalkalk, Lias-Fleckenmergel, Jura-Hornstein, Tithon-Kalk (Schwellenjura) und recht mächtiger Kreideschiefer. Diese Serie wird der sog. Lechtal-Decke zugesprochen.

Auf dem Kreideschiefer liegt wieder Hauptdolomit, z. T. in tektonisch stark gestörter Form: Überschiebungsbahnen, eingeschuppte Rätkalke usw. Diese Partie rechnet man zur sog. Inntal-Decke.

Darüber schließt sich wieder eine normalstratigraphische Abfolge aus vererztem Muschelkalk, Hornstein-Knauerkalk, Partnachschiefern mit Kalksteinbänkchen, etwas Wettersteinkalk sowie mächtige Raibler- und Haupt-Dolomite an: die Serie der sog. Krabachjoch-Decke.

Die Inntal- und Krabachjoch-„Decken“ erscheinen insgesamt eingemuldet. Die am rechten bzw. Südrand des Bildes isoliert erscheinende Rogg-Spitze besteht im wesentlichen aus Rätalkalk und Fleckenmergeln (Aptychenkalk).

### Die Beobachtungstatsachen

Schon ein flüchtiger Einblick in die geologischen Verhältnisse dieses Gebiets zeigt, daß die Tektonik außerordentlich kompliziert ist und keinesfalls einem einfachen Schema gehorcht, gleichgültig ob autochthon oder allochthon. Mit Sicherheit hat eine intensive Zerstückelung bzw. Inhomogenisierung stattgefunden und es folgten zahlreiche Bewegungsakte hintereinander, was natürlich zu entsprechend unterschiedlichen Beanspruchungen und komplizierten Lagerungsverhältnissen führte. Unter diesen Umständen muß man sich vielfach wundern, daß sich gewisse Strukturen immerhin noch erstaunlich weit durchverfolgen lassen. Letzteres kann m. E. nur mit einer generellen und anhaltenden Ausrichtung der tektonischen Ereignisse und der daraus resultierenden Strukturen erklärt werden.

Streichen und Fallen der Schichten und Faltenachsen ändern sich häufig schon auf kurze Entfernung, was natürlich entsprechend mannigfaltige, räumlich wie zeitlich wechselvolle Beanspruchungen andeutet. Im Bereich der Krabach-Masse ergibt sich statistisch offenbar ein umlaufendes Streichen der Schichtung (vgl. auch KOCH 1966) im Sinne einer generellen Einmuldung derselben. Das Achsengefälle der Spezialfalten (einschließlich  $\delta$ -Achsen) ist jeweils auf das Zentrum der Krabach-Masse hin gerichtet.



Bei der hier auftretenden Schieferung handelt es sich im allgemeinen um eine typische Transversalschieferung, d. h. um eine Spaltbarkeit subparallel zu den Achsenflächen der Falten. Man kann somit aus ihrem Einfallen — besonders bei „gebundener Tektonik“ — auf die Vergenz der gegebenen Faltung schließen. Zunächst ist jedoch festzustellen, daß diese Schieferung recht unterschiedlich ausgebildet erscheint: mal schwächer, mal stärker, teils engständig, teils weitständig; sie beschränkt sich im wesentlichen auf die tonig-mergeligen Gesteine der Kreideschiefer, Lias-Fleckenmergel, Kössener- und Partnachschichten. Dagegen bleiben Muschelkalk, Hauptdolomit, Oberrätalkalk, die Jurakalke usw. nahezu ganz verschont; anders wiederum bei den Aptychenkalken, die von einer flaserigen, phakoiden Zerschierung beherrscht werden. M. E. weist diese außerordentlich selektive Ausbildungsweise der Schieferung auf recht oberflächliche bzw. „tagesnahe“ Beanspruchungen der so intensiv durchbewegten Gesteine hin, etwa im Sinne von Abgleitungserscheinungen.

Streichen und Fallen der Schieferungsflächen erscheinen — vor allem statistisch betrachtet — erstaunlich einheitlich ausgerichtet: insgesamt mehr oder weniger E/W-streichend und nach S einfallend (s. die E/W-verlaufenden Streichkurven der Schieferung auf beiliegender Strukturkarte bzw. Tafel). Hierin kommt somit eine über die gesamte Karte verbreitete und auch von Süden nach Norden durchlaufende Nordvergenz zum Ausdruck.

Dieses Bild wird jedoch innerhalb einer etwa 1 km breiten Zone, die sich am SW-Rand der Krabach-Masse flexurartig von SE nach NW hinzieht merkwürdig gestört; auch die Stuttgarter Hütte liegt in dieser Zone. Neben der hier seltenen E/W-streichenden und S-fallenden Schieferung verläuft parallel zur genannten Zone noch eine wesentlich steilere: im Gebiet der Stuttgarter Hütte — Rogg-Spitze fällt sie steil nach NE ein, dagegen geht sie weiter südöstlich aus einer Saigerstellung im NE zu einer steil SW-fallenden im SW über. Es kommt damit also keine entscheidende Vergenz zum Ausdruck. Ich bin deshalb geneigt, hier auf eine tiefgreifende, breite Störungszone zu schließen, der eine Sekundärschieferung (Schubklüftung, Runzelschieferung oder dergl.) folgte oder/und in der die erste Schieferung verstellt wurde; vielleicht diente diese Störungszone als Aufstiegsweg für hydrothermale Lösungen und hat die metasomatische Vererzung des Muschelkalkes mitbedingt.

Von besonderem Interesse hinsichtlich des Verhaltens der Schieferung ist natürlich die unmittelbare Auflagerung des Hauptdolomits auf die Kreideschiefer am Südrande der Krabach-Masse: die Autochthonie fordert hier Südvergenz, die Allochthonie hingegen Nordvergenz.

KOCH (1966) hat auf Taf. 5 seiner Arbeit 2 Profile wiedergegeben (E-E' u. F-F'), welche am SE-Ende auch den genannten kritischen Bereich erfassen. Im Profil F-F' zeichnet er lediglich um mittlere Grade nach SE einfallende Kreideschiefer und läßt das Verhalten derselben unmittelbar unter dem Hauptdolomit bzw. ausgewalztem Jurakalk offen (weißer Fleck).

Im Profil E-E' hingegen führt er die gleichfalls NW-vergenten Kreideschiefer bis an den Hauptdolomit heran und läßt ihn unmittelbar an der Verschiebungsbahn nach SE umbiegen, d. h. eine angebliche SE-Vergenz der Schubbahn des Hauptdolomits zeichnend. Ich muß diese dargestellte Schleppung der Kreideschiefer unter dem Hauptdolomit leider

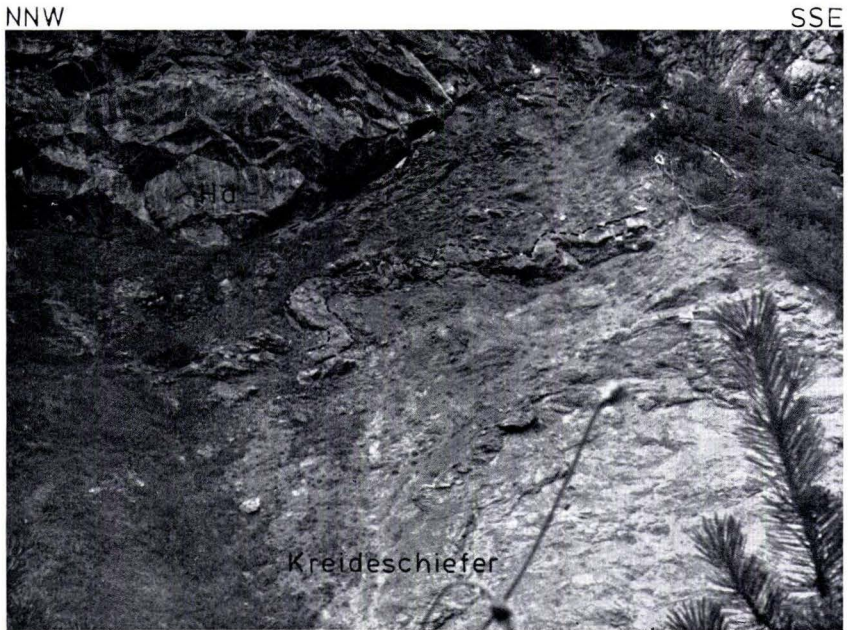


Abb. 2. Nordvergenz der gefalteten Kalkbänke im Kreideschiefer unmittelbar unter der Überschiebungsbahn der Inntal-„Decke“ am Südrande der Krabach-Masse. „Vordere Gang“ zwischen alter und neuer „Erlach-Alm-Hütte“.

sehr bezweifeln, da ich die umgekehrte Beobachtung machte (Abb. 2 u. 3). Im vorliegenden Falle handelt es sich um Kreideschiefer, die von Kalkbänken durchzogen sind und damit das Verhalten der Schichtung neben der der Schieferung deutlich wiedergeben. Die Schieferung fällt im SSE mit mittleren Graden nach Süden ein und biegt sich mit Annäherung an den Hauptdolomit um, indem sie zunächst immer flacher nach Süden einfällt und schließlich horizontal liegt oder sogar flach nach Norden mit der Überschiebungsbahn parallel verlaufend abfällt. Die Vergenz der intensiv gefalteten Kalkbänke steigert sich von einem relativ geringen Vergenzgrad im SSE zunehmend nach NNW hin und nimmt in der Nähe des Hauptdolomits liegenden Faltencharakter an; z. T. sind die Faltenumbiegungen zerrissen und auf den Schieferungsbahnen flach und weit überschoben und zwar ganz im Sinne einer nordvergenten Überschiebungsbahn.

Während am SW-Rand der Krabach-Masse die Schieferung ein merkwürdiges Verhalten zeigt, das man bei oberflächlicher Betrachtung tatsächlich z. T. mit einem Aufdringen des Hauptdolomits im Sinne der Autochthonie in Zusammenhang bringen könnte, sieht es am E-Rande wesentlich anders aus. Die Schieferung streicht hier durchlaufend mehr oder weniger E/W und fällt im Durchschnitt mit mittleren Graden nach Süden ein. Von einem umlaufenden Streichen kann hier keine Rede sein. Bei näherer Betrachtung ist die auch am West und SW-Rande nicht der Fall:

Erstens finden sich innerhalb der generell NW/SE-streichenden Schieferungszone auch immer wieder normale E/W-verlaufende Partien, und zweitens verhält sich die Schiefe-

rung bereits im Pazieltal, d. h. in nur geringer Entfernung (1 km) vom heutigen Überschiebungserand, der früher mit Sicherheit viel weiter nach Westen reichte, völlig normal im oben angeführten Sinne.

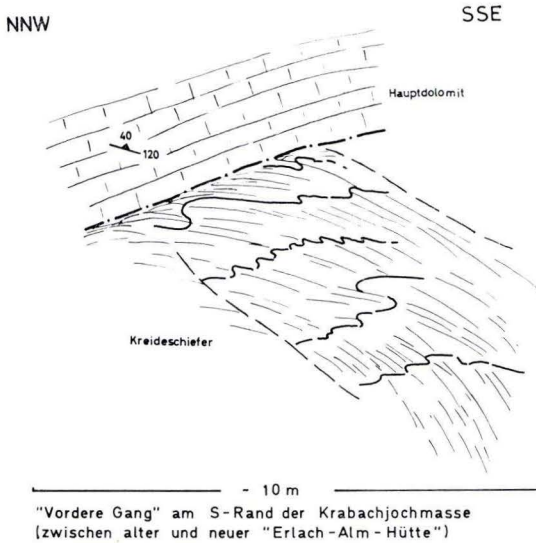


Abb. 3. Teilweise Nachzeichnung des Fotos der Abb. 2 mit beobachteter Nordvergenz der Schieferung und Faltung.

Zusammenfassend kann m. E. trotz gewisser Komplikationen gar kein Zweifel sein, daß die Schieferung im Bereich der Krabach-Masse eine durchlaufende Nordvergenz anzeigt. Offensichtlich wurde sie in einer etwa 1 km breiten Zone — vermutlich einer Störungszone folgend — die am südwestlichen Rand der Krabach-Masse in Form einer Flexur generell von SE nach NW verläuft, in wesentlichen Teilen verstellt und verschleppt.

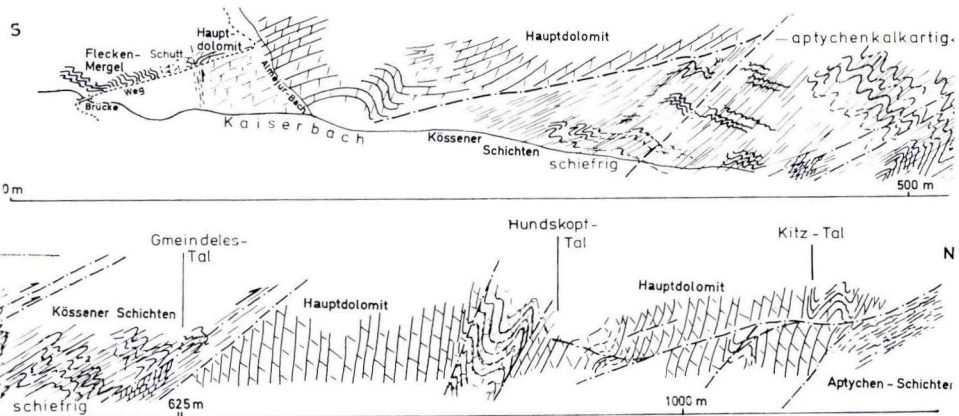


Abb. 4. Querprofil am Westhang des Kaiserbachtals (Osthang der Krabach-Masse).

Am Ostrande der Krabach-Masse finden sich in dem tiefen Einschnitt des Kaiserbachs recht gute, durchhaltende Aufschlüsse senkrecht zum Streichen der Schieferung. Das entsprechende Querprofil (Abb. 4) erlaubt einen ausgezeichneten Einblick in die ungemein komplizierten tektonischen Verhältnisse, sowohl hinsichtlich des Baus als auch der Bewegungen. Von Süden nach Norden ergibt sich folgendes Bild:

Nahe der Brücke über den Kaiserbach steht intensiv nordvergent gefalteter Fleckenmergel an. Leider ist der Grenzbereich zum nördlich folgenden Hauptdolomit durch größere Schuttmassen verdeckt. In dem nach einigen Metern anstehenden Hauptdolomit war nahe der Schuttbedeckung eine kleine Aufschiebung nach Süden zu erkennen, evtl. ein Hinweis auf die Natur der eigentlichen und bedeutenden Störung, die — unter Schutt verborgen — den Fleckenmergel gegen Hauptdolomit begrenzt. Letzterer liegt relativ flach und ist z. T. nordvergent gefaltet. Nördlich der Mündung des Almejurbachs in den Kaiserbach erscheint er an einer flachen Überschiebungsbahn nordvergent über Kössener Schichten geschoben.

Die Kössener Schichten — teils schiefbrig, teils aptychenkalkartig ausgebildet — erscheinen intensiv nordvergent geschiefert und gefaltet, z. T. sogar schuppenfaltenartig. Die steile Störung bei „500 m“ könnte eine leichte Abschiebung sein; dagegen handelt es sich bei den nördlich folgenden Störungszonen im Bereich der Kössener Schichten fraglos um beträchtliche Überschiebungsbahnen bzw. einer Serie von Überschiebungsbahnen. Zwischen den zahlreichen weitständigen Scherflächen erscheint hier die Schichtung sigmoidalartig verbogen, stets im Sinne einer nordvergenten Wirkungsweise der einzelnen Verschiebungsbahnen. Wie ersichtlich, sind auch die Kössener Schichten in sich stark verschuppt und in einzelne keilförmige oder brettartige Schollen bzw. Schuppen aufgeteilt. Die Achsenflächen der Falten entsprechen den Schieferungsflächen, sie streichen WNW/ESE und fallen im Durchschnitt mit 55° nach SSW ein; das Einfallen der Faltenachsen ist fast immer recht steil nach W gerichtet.

Vom Gemeindelesbach an nordwärts findet sich bis in die Nähe des Hundskopfbachs nach AMPFERER wieder Hauptdolomit; es handelt sich zunächst um eine Schuppe mit saigerstehender Schichtung, im S von der z. T. brekziösen Überschiebungsbahn gegen die Kössener Schichten begrenzt und im Norden an einer steilen Störung (Abschiebung?) in verhältnismäßig stark gefalteten Hauptdolomit übergehend. Bei diesen Falten handelt es sich jedoch lediglich um Schleppfalten, wie man besser noch an der gegenüberliegenden Seite des Kaiserbachs beobachten kann.

Unmittelbar nördlich des Hundskopfbachs steigert sich die Nordvergenz bis zu vorwiegend überkippten Lagerungsverhältnissen und der Hauptdolomit erscheint an flachen nordvergenten Überschiebungsbahnen in sich stark zerschert, verschleppt und z. T. spezialgefaltet (Schleppfaltung). Wie kompliziert die innere Verformung dieses Hauptdolomits ist, läßt sich noch besser am gegenüberliegenden Steilufer des Kaiserbachs — gleichfalls unmittelbar nördlich der Mündung des Hundskopfbachs — beobachten (Abb. 5). Neben den eindeutigen Schleppfalten kommt es hier z. T. auch zu stehenden Sekundärfalten (? übersteigerte Schleppfaltung), die auf eine außerordentlich intensive seitliche Einengung hinweisen. Die mehr oder weniger saigerstehenden Schichten streichen SE/NW bis ESE/

WNW und die Faltenachsen fallen merkwürdigerweise außergewöhnlich stark nach E ein. Wie ersichtlich, ist hier auch der Hauptdolomit — selbst auf kurze Entfernung — in mehrere Schuppen oder Schollen aufgeteilt.

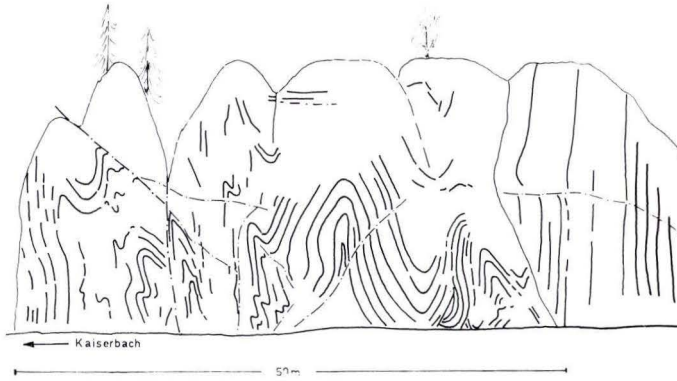


Abb. 5. Querprofil am Steilhang des östlichen Kaiserbachufers unmittelbar nördlich der Mündung des Hundskopfbachs. Intensiv gefalteter Hauptdolomit. Bis auf die stehende Falte in der Mitte des Bildes alles nordvergente Schleppfaltung eines generell sehr steil nach Norden einfallenden Schichtkomplexes.

Dieser stark beanspruchte Hauptdolomit liegt an seinem Nordende in Form einer  $\pm$  flachen nordvergenten Überschiebung auf Aptychenkalk, der flaserig bzw. zu Phakoidkörpern zerschert insgesamt flach nach Süden einfällt (das südwardige Einfallen bezieht sich zunächst nur auf die Scherflächen; ob dies auch für die Schichtung gilt, sei dahingestellt).

Weiter nördlich deuten etliche Aufschlüsse an der Straße nach Steeg — insbesondere in der Nähe von Steeg — z. T. auf eine noch kompliziertere Tektonik hin. So tritt z. B. in einem Hauptdolomitkomplex nahe Steeg neben der Nordvergenz der Falten und Überschiebungen stellenweise auch Südvergenz auf (? über einem eingespießten Schub Brett). Besonders häufig kommen hier auch Schrägabschiebungen und Seitenverschiebungen vor. Insgesamt streichen die Falten WSW/ENE und weisen ein beträchtliches Achsengefälle nach WSW ( $45-60^\circ$ ) auf. Ein gleichartiges Verhalten kann man auch immer wieder in den Aufschlüssen des Lechtales westlich von Steeg beobachten. Übrigens finden sich hier auch Aufschiebungen nach E und SE.

## Deutung

Auf Grund der angeführten Beobachtungstatsachen ergibt sich m. E. zwingend die im schematischen Querprofil A—B (Abb. 6) dargestellte Deutung. Wie ersichtlich, liegen die mächtigen triadischen Dolomite und Kalkgesteine der Krabach-Masse i. e. Sinne auf Kreideschiefern als Unterlage.

Die Kreideschiefer setzen sich nach unten — in nahezu normalstratigraphischer Abfolge und „Lagerung“ — über Schwellenjura („Tithon“), Rät und Obenor bis zum Haupt-

dolomit von Zürs fort. Dieser Schichtkomplex gehört nach AMPFERER und anderen der sog. Lechtal-Decke an, die somit der Krabach-Masse i. c. Sinne gewissermaßen als Basis bzw. Unterlage dient.

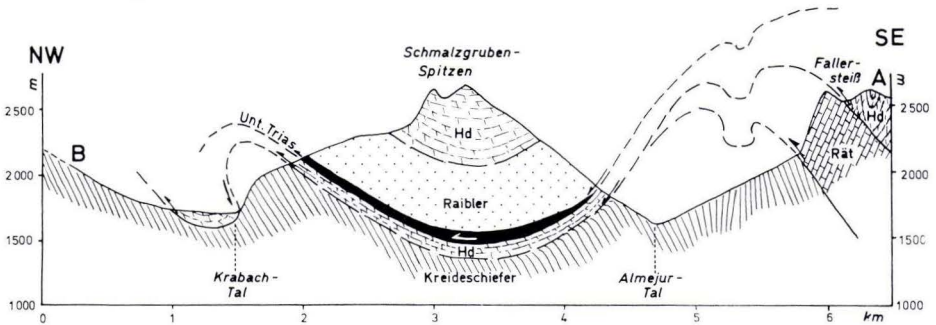


Abb. 6. Schematisches Querprofil (Profillinie A—B in Tafel 1) der Krabachmasse.

Die auf den Kreideschiefern ruhende Krabach-Masse beginnt über einer markanten Überschiebungsbahn mit tektonisch stark gestörtem ausgequetschtem und z. T. mylonitiertem Hauptdolomit (im Bereich des Fallersteiß-Rückens unten mit recht mächtigem Rät an der Basis). Diese Schichtpartie scheint invers zu liegen (? ausgewalzter inversliegender Großfaltenschenkel) und wurde von AMPFERER als Teil der sog. Inntal-Decke angesehen.

Über dieser besonders stark gestörten Gesteinspartie folgt eine mehr oder weniger vollständige normalstratigraphische und verhältnismäßig ruhig liegende Schichtserie der unteren Trias (einschließlich vererzter Muschelkalk und Partnach-Schichten im Bereich der Stuttgarter Hütte) bis zum Hauptdolomit des Nor. Es handelt sich nach AMPFERER um die sog. Krabachjoch-Decke.

Diese drei „Deckeneinheiten“ scheinen sich indessen mehr in ihrer stratigraphischen Vollständigkeit bzw. Unvollständigkeit zu unterscheiden als etwa faziell. Es mag daher durchaus berechtigt sein, eher von Schuppen und dergleichen zu sprechen als von echten Decken, was aber letzten Endes eine Frage der Definition ist. Indessen handelt es sich hier aber um das Problem der Autochthonie oder Allochthonie bzw. einer vorwiegend ortsgebundenen Vertikaltektonik oder einer hauptsächlich horizontalen Verfrachtung. So würde ich auch — bei der schematischen Vorstellung einer liegenden Großfalte — mit der inversliegenden tektonisch stark gestörten „Inntal-Decke“ als ausgewalzte Mittelschenkel die Krabach-Masse im engeren Sinne noch als ortsfremd (allochthon) betrachten, wenn auch — lokal gesehen — in diesem Falle die Lechtal-Decke als unter normalliegender Großfaltenschenkel eventuell noch an Ort und Stelle (also autochthon) liegen könnte. Doch dürfte auch das nicht gerade im Hinblick auf das generelle Verhalten des Ostalpins und der Schieferung wahrscheinlich sein. Diese Frage ist m. E. nur im Rahmen einer regional ausgedehnten Untersuchung näher zu klären.

Betrachtet man das struktureologische Verhalten des Kreideschiefers etwas näher, so muß man feststellen, daß die Schieferung unter der Krabach-Masse offenbar mehr oder weniger durchhaltend nach S einfällt, d. h. eine entsprechend konstante Südvergenz der

Faltung anzeigt. Darüber hinaus wurde die Schieferung am Südrande der Krabach-Masse unmittelbar über dem darüberliegenden Hauptdolomit einwandfrei nordwärts z. T. nach N abwärts geschleppt. Der Hauptdolomit der „Inntal-Decke“ bzw. -„Schuppe“ ist somit zweifelsohne nordwärts über und in den Kreideschiefer geschoben bzw. gewälzt worden. M. E. bleibt hier keine andere Deutung übrig, denn die postulierte Atochthonie würde ein wesentlich anderes strukturelles Verhalten fordern: Eintallen der Schieferung am Südrande nach Norden, d. h. Südvergenz derselben sowie Schleppung der Schieferungsfläche nach Süden, d. h. eine südvergente Verschiebungsbahn. Wesentlich komplizierter verhält sich die Schieferung südlich des Almejur-Tals: hier treten z. T. Anti- und Divergenzen auf, die auf verwickelte Strukturen hinweisen, wie sie im Profil andeutungsweise wiedergegeben sind.

Übrigens scheint die Rogg-Spitze — hauptsächlich aus Rätkalk bestehend — in dieser komplizierten Zone zu liegen, was eventuell das z. T. recht merkwürdige Verhalten derselben erklären könnte. In noch größerer Ausdehnung und Mächtigkeit tritt Rätkalk offenbar unter dem Hauptdolomit des Fallersteiß-Valluga-Rückens auf: ob überschoben oder invers sei dahingestellt und einer näheren Untersuchung vorbehalten.

Für die Deutung der Genese der Krabach-Masse ist auch das Verhalten der Schieferung im *Streichen* derselben wichtig, zumal sich bei genauerem Hinsehen gleichzeitig wichtige Hinweise (z. B. aus den  $\delta$ -Achsen auf Schieferungsflächen) für das Verhalten der Faltenachsen ergeben. Abgesehen von Störungszonen streicht die Schieferung im allgemeinen  $\pm$  E/W (siehe Streichkurven der Tektonischen Karte) und die Faltenachsen fallen zur Mitte der Krabach-Masse ein. Diese liegt somit im Bereich einer Achsen-Depression und kann zusammenfassend als Rest einer — Decken- und Achsen-„Mulde“ — aufgefaßt werden.

KOCH (1966) hat angebliche Analogien zu ähnlichen, rundum von jüngeren Schichten unterlagerter Triasvorkommen in den Lechtaler Alpen als Hinweis für die Autochthonie der Krabach-Masse angeführt. Als erste nennt er die Hasenfluh westlich des Flexenpasses. Die Hasenfluh liegt in streichender Fortsetzung der Krabach-Masse und nur 4 km von ihr entfernt. KOCH bezieht sich indessen lediglich auf eine Arbeit seiner Marburger Kollegen STENDEL-RUTKOWSKI (1958) und übergeht völlig diejenige von ENGELS (1960), welche nämlich zu dem entgegengesetzten Ergebnis kommt (Abb. 7). Die Abb. 7 ist der Arbeit ENGELS (Z. deutsch. geol. Ges., 1960, 112, 2, S. 344) entnommen; der Kreideschiefer ist hier nicht in Form der Schieferung dargestellt, sondern durch das Verhalten der gefalteten Schichten, die damals näher verfolgt wurden. Die Schieferung verläuft natürlich mehr oder weniger parallel den Achsenflächen. Genaue Untersuchungen zeigten, daß am Südrande der Hasenfluh nach Norden abtauchende Faltung und Fältelung vorliegen.

Im übrigen geht die Analogie der Hasenfluh mit der Krabach-Masse — insbesondere weise ich auf die inverse Lagerung und Auswälgung an der Basis beider Massen hin — so weit, daß tatsächlich ein enger Zusammenhang bestehen dürfte. M. E. war dieser Zusammenhang vor nicht allzulanger geologischer Zeit sogar ein direkter und die Trennung erfolgte erst in jüngster Zeit durch die Erosion im Bereich des Flexenpaß-Einschnitts.

Auch für die Fallesin (im SE der Krabach-Masse), welche die Marburger Kollegen HUCKRIEDE und JACOBSHAGEN (1958) angeblich „als Pilzsattel entlarvt“, kann nachgewiesen werden, daß es sich offensichtlich um eine Deckscholle handelt.

Schließlich sei an dieser Stelle noch darauf aufmerksam gemacht, daß seit einigen Jahren beim Bau einer neuen Straße von Hinterhornbach aus (ENGELS 1960) ein besonders guter und nahezu durchgehender Aufschluß durch den Nordteil des sog. Hornbachfensters

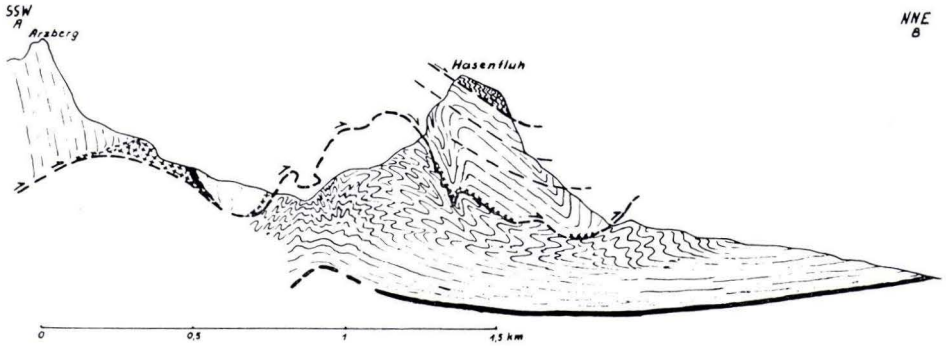


Abb. 7. Querprofil A—B durch das Hasenfluhgebiet. „Tithon“ und unterste Kreide sind nur leicht eingemuldet, die darüber folgenden Kreideschiefer dagegen intensiv gefaltet, und zwar auf- und absteigend, z. T. sogar abtauchend. Dementsprechend besitzt auch die Hauptüberschiebungsbahn eine recht komplizierte Form. Offenbar wurde der Hauptdolomit bis einschließlich Liasbasiskalk darüber hinweggewälzt und geschoben, so daß diese Schichten jetzt invers darauf liegen. Der Aptychenkalk bzw. Fleckenmergel der Hasenfluhplatte scheint einer selbständigen Deckenschuppe anzugehören, so auch vielleicht die oberen Teile des Hauptdolomits, der alsdann z. T. normal liegen könnte.

geschaffen wurde. Hier kann sich jeder ohne nennenswerte Schwierigkeiten oder Anstrengungen davon überzeugen, daß im Gegensatz zur Darstellung der Autochthoniker tatsächlich ganz überwiegend Nordvergenz vorherrscht und nicht etwa die geforderte und gezeichnete Südvergenz.

### Zusammenfassung

Abgesehen von einer etwa 1 km breiten Störungszone am Westrande, scheint die Schieferung im Bereich der Krabach-Masse durchweg im normalen Streichen der nördlichen Kalkalpen zu verlaufen und nach Süden einzufallen, d. h. durchweg auf Nordvergenz hinzuweisen. Auch die Faltungs- und Überschiebungstektonik deuten in gleiche Richtung. Am Südrande wurde die Schieferung einschließlich Spezialfaltung unmittelbar unter der Überschiebungsbahn Hauptdolomit/Kreideschiefer nordvergent umgebogen und nach Norden abwärts geschleppt.

Das umlaufende Streichen der Schichtung geht auf ein entsprechendes Achsengefälle der Faltung zurück: Im Westteil nach Osten und im Ostteil nach Westen. Die Krabach-Masse erscheint sowohl im Streichen als auch senkrecht dazu „eingemuldet“ (Achsendepression und Faltengroßmulde).

Die eingangs genannte breite Störungszone verläuft mehr oder weniger NW/SE und scheint gleichzeitig der Zone einer zweiten Schieferung im Sinne von Schubklüftung oder Runzelung zu entsprechen; sie könnte als Aufstiegsweg für hydrothermale Lösungen gedient und die metasomatische Vererzung des Muschelkalks in diesem Gebiet mitbedingt haben.



Die Krabach-Masse verhält sich ganz analog der westlich — jenseits des Flexenpaß-Einschnitts (Achsenkulmination) — anschließenden Hasenfluh, die nach ENGELS (1960) im wesentlichen einer Tauchfalte bzw. Deckscholle entspricht. Sehr wahrscheinlich bildete Krabach- und Hasenfluh-Masse vor nicht allzu langer Zeit eine entsprechend große geologische Einheit, ähnlich wie ein größerer Dolomitkomplex am Westrande der Fallesin vorläufig noch mit ihr zusammenhängt, aber schon in Kürze durch die Erosion abgetrennt werden dürfte und dann sicher nicht als eigenständiger Pilz in Frage kommt. Es kann kaum noch ein Zweifel bestehen, daß die Krabach-Masse insgesamt den Rest einer ausgedehnten Deckscholle über Kreideschiefer darstellt und somit allochthoner Herkunft ist. Allerdings ist diese Scholle im einzelnen außerordentlich kompliziert aufgebaut und in sich verschuppt.

### Schriftenverzeichnis

- AMPFERER, O.: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. — Verh. k.k. geol. Reichsanst., S. 58—59, Wien 1910.
- Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. — Z. D. u. O. A. V., **44**, S. 1—25, Wien.
- Geologische Spezialkarte von Österreich 1 : 75 000, Blatt Lechtal. Wien 1914.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst., **64**, S. 307—326, Wien 1914.
- Über den Wechsel von Fall- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. — Verh. geol. Reichsanst., S. 163, Wien 1915.
- Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Österreich 1 : 75 000, Blatt Lechtal. Wien 1924.
- Beiträge zur Geologie des obren Lechtales. — Jb. geol. Bundesanst., **80**, S. 407—451, Wien 1930.
- Beiträge zur Geologie des oberen Lechtales und des großen Walsertales. — Jb. geol. Bundesanst. **81**, S. 25—48, Wien 1931.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1 : 25 000. — Geol. Bundesanst., Wien 1932.
- Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1 : 25 000, Blatt „Klostertaler Alpen“ und Blatt „Arbergebiet“. — Geol. Bundesanst., Wien 1932.
- Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst., **84**, S. 41—54, Wien 1934.
- Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. — Mitt. geol. Ges. Wien, S. 30—31, Wien 1939.
- Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. — Ber. Reichsanst. Bodenforsch. 1944, Wien 1945.
- & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — Jb. k.k. geol. Reichsanst., **61**, 3 u. 4, Wien 1911.
- BEURLIN, K.: Zum Problem der Inntaldecke. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 1943, München 1944.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. geol. Reichsanst., 1919, Nr. 11, S. 1—13, Wien 1919.
- ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen I Hasenfluh und Hornbachgebiet (Lechtaler bzw. SE-Allgäuer Alpen). — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2, S. 334—357, Hannover 1960.

- HANIEL, C. A. & RICHTER, M.: Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen 1 : 25 000, westliche Hälfte. München 1929.
- HEISSEL, W.: Zum tektonischen Bau der Nordtiroler Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 1958, **110**, 3, S. 614—615, Hannover 1959.
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf—Pettneu). — Z. deutsch. geol. Ges., 1957, **109**, 2, S. 373—388, Hannover 1958.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 208—226, Wiesbaden 1958.
- & KOCH, K. E.: Verkeilungen als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 2, S. 65—72, Stuttgart 1959.
- KOCH, K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). — Z. deutsch. geol. Ges., **116**, S. 620—650, Hannover 1966.
- & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. — Verh. geol. Bundesanst. f. 1959, 2, S. 179—201, Wien 1959.
- KOCKEL, C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **96**, 3, S. 339—356, Stuttgart 1953.
- Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. geol. Bundesanst. f. 1956, 3, S. 205—212, Wien 1956.
- Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1957, 2, S. 66—71, Stuttgart 1957.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Mineral. etc., **90**, B, S. 31—95, Stuttgart 1949.
- Die Baugeschichte der Alpen I. 552 S., Berlin 1951.
- LOTZE, F.: Über „autochthone Klippen“ mit Beispielen aus den Pyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. IV, S. 1—10, Berlin 1934.
- RICHTER, M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., **63**, B, S. 1—62, Stuttgart 1930.
- Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, 1948, S. 338—347, Stuttgart 1950.
- Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und III. — Geotek. Sympos. (Stille-Festschr.), S. 190—204, Stuttgart 1956.
- & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 57—79, Hannover 1954.
- SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 188—202, Hannover 1951.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst., **96**, S. 1—64, Wien 1953.
- Über den Wert von flächenhaften Abwicklungsversuchen für die Erkenntnis tektonischer Vorgänge. — Mitt. geol. Ges. Wien (Klebensberg-Festschr.), **48**, S. 305—313, Wien 1956.
- Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. geol. Bundesanst. f. 1957, 3, S. 201—212, Wien 1957.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 192—201, Wiesbaden 1958.

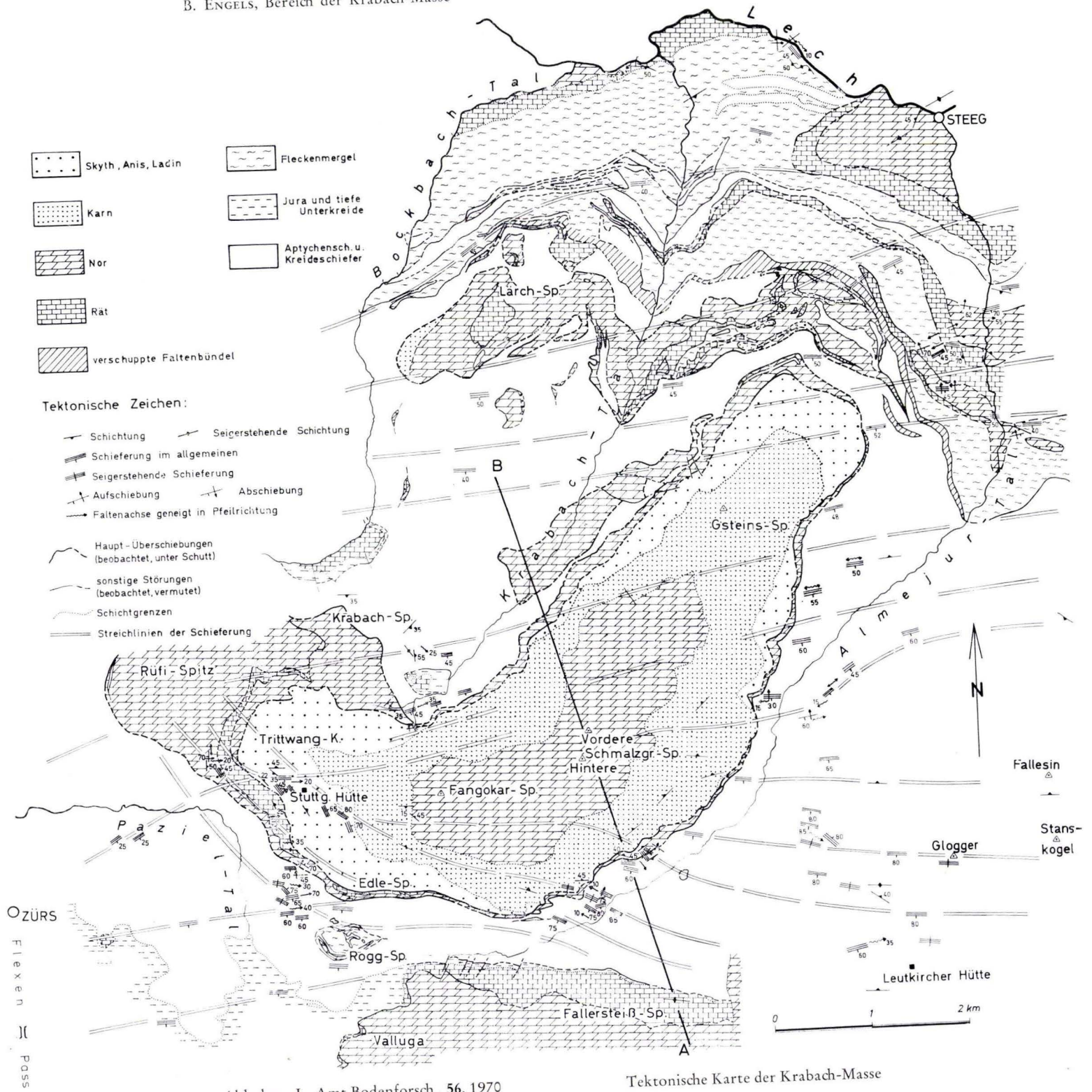


Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 181-192	5 Abb.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	-------------------

## Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels

Von

HANS JÜRGEN KONRAD und KLAUS SCHWAB, Mainz \*)

Mit 5 Abbildungen

*Kurzfassung:* Es wird zunächst ein kurzer Überblick, vor allem über die älteren Anschauungen zur zeitlichen Einstufung der tektonischen Bewegungen im Saar-Nahe-Gebiet gegeben. Lokale Diskordanzen, die auch bei der Neubearbeitung durch FALKE und seine Schüler angetroffen wurden, sind in der Vergangenheit stark überbewertet worden. An einigen Beispielen solcher Diskordanzen und Schichtlücken soll verdeutlicht werden, daß tektonische Bewegungen schon im höheren Unterrotliegenden einsetzen und bis weit in das Oberrotliegende anhalten. Diese Bewegungen sind aber bis auf eine Ausnahme zeitlich und räumlich eng mit den  $\pm$  gleichzeitig intrudierten Magmatiten verknüpft und somit zum überwiegenden Teil vulkanotektonischen Ursprungs.

*Abstract:* A short review mainly of the older observations concerning the dating of the tectonic events in the Saar-Nahe-region is given. Local unconformities which were also recognized by the recent works of FALKE and his co-workers, in the past very often were overestimated. A few examples of such unconformities illustrate that the tectonic movements started already in the lower Rotliegende and continued far up to the upper Rotliegende. One exception excluded, all these movements are closely connected in time and space with the more or less contemporary intrusions and they are therefore in their overwhelming majority of volcanotectonic origin.

### Einführung

Die Frage nach dem zeitlichen Ablauf der tektonischen Ereignisse, welche die permokarbone Sedimentfüllung der Saar-Nahe-Senke betroffen haben, ist seit den Anfängen der systematischen geologischen Untersuchungen dieses Raumes immer wieder aufgeworfen und z. T. unterschiedlich beantwortet worden.

Zunächst versuchten vor allem LEPPLA (1895 u. 1925), v. AMMON (1903 u. 1910), REIS (1910 u. 1921), KESSLER (1914) und KÜHNE (1923) zu einer zeitlichen Einstufung der tektonischen Bewegungen zu gelangen. Während LEPPLA (1895, S. 6) nicht nur eine „ungleichförmige Lagerung“ zwischen Unter- und Oberrotliegendem sondern auch intra-

---

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. J. Konrad, Dr. K. Schwab, 65 Mainz, Saarstraße 21, Geologisches Institut der Universität.

oberrotliegende Bewegungen annimmt, die eigentliche Faltung aber an das Ende des Unterrotliegenden stellt, hebt v. AMMON (1903, S. 128) besonders hervor, daß eine Diskordanz zwischen Unter- und Oberrotliegendem im Pfälzer Gebiet nicht vorliegt:

„Es ist vor allem zu betonen, daß wir eine strenge Discordanz zwischen obersten Oberen Lebacher Schichten und Söterner Schichten (also zwischen Unter- und Oberrotliegendem, Anm. d. Verf.) im Pfälzer Gebiet nicht kennen, daß, soweit die Aufschlüsse vorliegen, wie auch an vielen Stellen in dem preußischen Gebiet, eine völlige Concordanz vorliegt“.

Im Widerspruch zu dieser Feststellung steht die Annahme v. AMMONS (1903, S. 129), daß sich der Pfälzer Sattel schon an der Wende Unter-/Oberrotliegenden aufgewölbt habe. Zu dieser Auffassung bekennt sich auch REIS (1910, S. 140 f., 1921, S. 41 u. 233 ff.), der jedoch ausdrücklich hervorhebt (1921, S. 243), daß „der Vorgang der Sattelaufwölbung nicht ein einziger zu älterer Zeit gewesen ist, sondern daß er während der Sedimentation des Oberrotliegenden andauerte“.

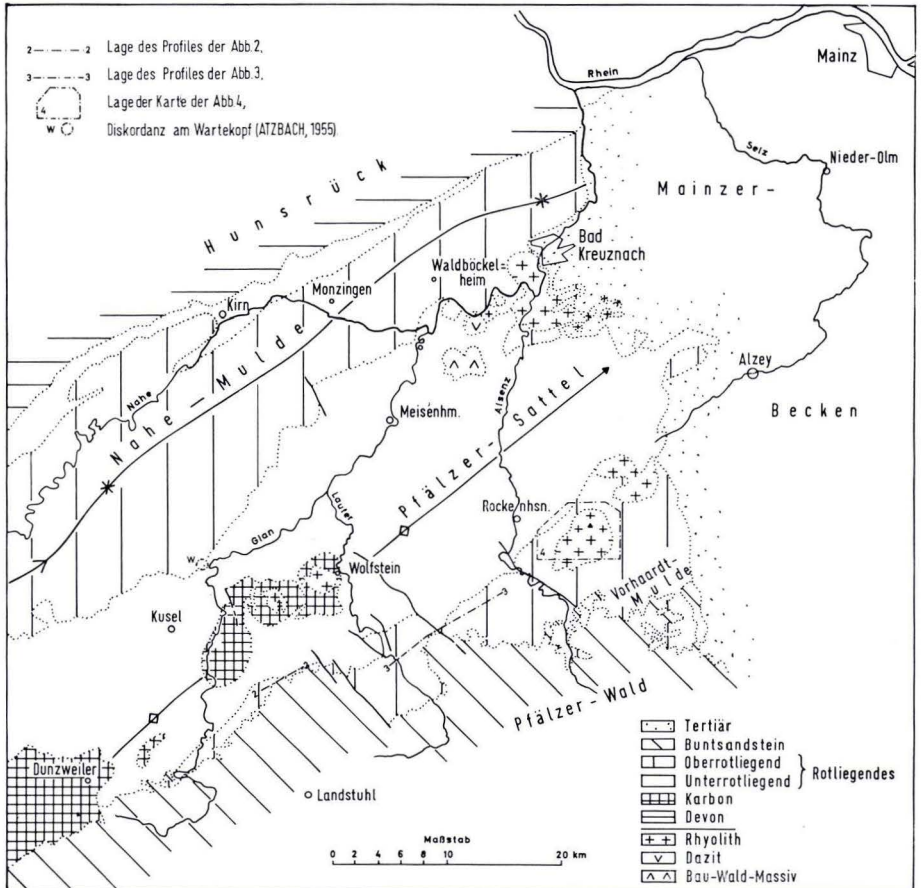


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Pfälzer Sattels.

Auf Grund seiner Untersuchungen im Bereich des Nohfelder Porphyrmassives, sowie im Gebiet von Niedermohr an der SE-Flanke des Sattels, kommt KÜHNE (1923, S. 427 f.) zu dem Schluß, daß das Oberrotliegende diskordant dem Unterrotliegenden auflagert und spricht erstmals im Saar-Nahe-Gebiet von „saalischer Faltung“. Intraoberrotliegende Störungen, wie sie LEPPLA (1895, S. 7) beschreibt, konnten von KÜHNE in der Prims- und Nahemulde nicht bestätigt werden. SCHRÖDER (1952, S. 255 f.) jedoch zeigt für das Gebiet von Baumholder eine Erosionsdiskordanz zwischen älterem und jüngerem Oberrotliegenden auf.

Diese, sich z. T. widersprechenden, z. T. ergänzenden Beobachtungen lassen sich unter Berücksichtigung der neueren Untersuchungen, die vor allem von FALKE und seinen Schülern in den letzten Jahren durchgeführt wurden, wie folgt zusammenfassen: Im gesamten Bereich des Pfälzer Sattels lassen sich zwar lokal Diskordanzen beobachten; im allgemeinen ist aber der Übergang vom Unter- zum Oberrotliegenden konkordant. Die Bedeutung dieser lokalen Diskordanzen wurde in der Vergangenheit stark überbewertet. Die enge räumliche und zeitliche Verknüpfung der bisher festgestellten Diskordanzen mit dem Aufstieg der Intrusivmassen, vor allem der Rhyolithmassive, ist bisher nur von BURCKHARDT (1906, S. 61), MÜLLER (1929, S. 69), HABICHT (1956, S. 301) und FALKE (1959, S. 74, u. 1964, S. 47) diskutiert worden. Anliegen dieses Beitrages ist es, an einigen Beispielen (Abb. 1) diesen Zusammenhang aufzuzeigen und eine genauere Alterseinstufung der lokalen tektonischen und vulkanotektonischen Vorgänge zu erbringen.

### **Die diskordante Auflagerung des „Grenzlagers“ zwischen Nanzdietweiler und Kollweiler an der SE-Flanke des Pfälzer Sattels**

Schon KÜHNE (1923, S. 434) folgert aus dem unterschiedlichen Einfallen von Unter- und Oberrotliegendem in den Aufschlüssen im Glantal südlich Glan-Münchweiler (ru steilstehend bis steil nach SW einfallend — einschließlich „Grenzlager“ flach, mit max. 30° nach SW einfallend) eine Diskordanz. STAFF (1964, S. 121) und Verf. konnten zwischen Kollweiler und Reichenbach (Blatt 6411, Wolfstein) nachweisen, daß die effusiven Magmatite des „Grenzlagers“ von NE nach SW auf immer ältere Sedimente übergreifen. (Abb. 2).

Während im Gebiet von Kollweiler noch Oberrotliegend-Arkosen (Arkosen mit frischen Feldspäten) in einer Mächtigkeit von fast 100 m angetroffen werden, lagert im Gebiet von Albersbach das „Grenzlager“ bereits auf Tonsteinen und Sandsteinen der oberen Tholeyer Gruppe und greift wenige hundert Meter weiter südwestlich auf die Arkosen der unteren Tholeyer Gruppe über. Im weiteren Verlauf der Sedimente nach SW, in Richtung Niedermohr und Nanzdietweiler, bilden die groben Arkosen der unteren Tholeyer Gruppe die Unterlage der effusiven Magmatite des „Grenzlagers“. Es sind also hier im südwestlichen Abschnitt des Pfälzer Sattels eindeutig tektonische Bewegungen vor Ablagerung des „Grenzlagers“ erfolgt.

Bemerkenswert scheint, daß dieser Diskordanz an der SE-Flanke des Sattels eine lokale Diskordanz an der NW-Flanke entspricht, die ATZBACH (1955, S. 189) beschreibt. Er

konnte beobachten, daß am Wartekopf westlich Ulmet (Blatt 6410, Kusel) das „Grenzlager“ diskordant bis auf die Sedimente der unteren Tholeyer Gruppe übergreift. ATZBACH führt diese Diskordanz auf den Einfluß der Potzbergkuppel zurück, die sich demnach spätestens nach Ablagerung der Sedimente der Tholeyer Gruppe im Aufstieg befunden hätte.

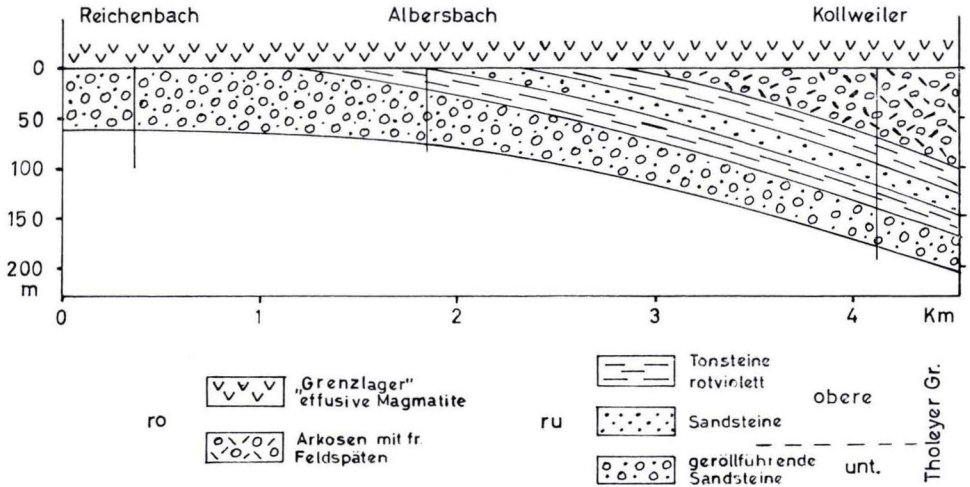


Abb. 2. Diskordante Auflagerung der effusiven Magmatite des „Grenzlagers“ im Raume Kollweiler — Reichenbach.

Für die an der SE-Flanke, zwischen Kollweiler und Nanzdietzweiler nachgewiesene Diskordanz, die der von ATZBACH beschriebenen an der engsten Stelle des Pfälzer Sattels gegenüberliegt (Abb. 1), läßt sich eine direkte Beziehung zwischen der Aufwölbung der Pfälzer Kuppeln und dem Übergreifen des „Grenzlagers“ auf ältere Gesteine nicht erbringen.

### Die Holbornerhof-Kuppel

Zwischen Schallodenbach, Heimkirchen und Heiligenmoschel (Blatt 6412, Otterberg) liegt eine in sich gestörte, kuppelförmige Aufwölbung der Sedimente der Lebacher Gruppe, in deren Kern nach SCHUSTER (1908, S. 25) „tholeytische ophitische Diabase“ auftreten. REIS (1908, S. 76) bezeichnet diese Aufwölbung als „Holborner-Hof-Kuppe“. REHKOPF (1958, S. 38), der u. a. den Südrand der Aufwölbung kartierte, wies als erster darauf hin, daß dort Tuffe (Tonstein 3) des Oberrotliegenden unmittelbar auf Sedimenten der oberen Lebacher Gruppe lagern. Aus den Untersuchungen von NEGENDANK (1965, S. 67) geht hervor, daß im Bereich der Holbornerhof-Kuppel eine Mächtigkeitsverringering der Sedimente der höheren Lebacher Gruppe zu beobachten ist. KONRAD (1969, S. 264) konnte nachweisen, daß im Bereich der Aufwölbung die Sedimente der Tholeyer Gruppe nicht zum Absatz gelangt sind. Neuere Untersuchungen erbrachten das etwas überraschende Resultat, daß am Südrand der Holbornerhof-Kuppel der überwiegende Teil der Sedimente, Effusiva und Pyroklastika der „Grenzlager“ Gruppe, auskeilt bzw. an die Kuppel angelagert ist (Abb. 3). Erst eine Karbonat-Tuffserie mit Eisenkiesel

überlagert die Aufwölbung. Diese westlich der Holbornerhof-Kuppel und im Bereich der Aufwölbung durch ihre Karneolführung charakterisierte Folge verzahnt sich östlich der Kuppel mit den Tuffen im Hangenden des Winnweiler Lagers (Abb. 3).

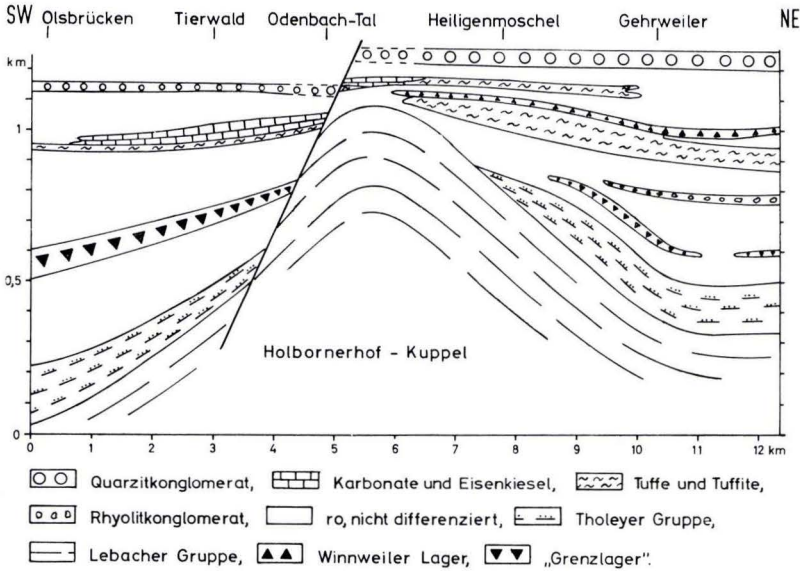


Abb. 3. Schematisches Längsprofil durch den Südrand der Holbornerhof-Kuppel [Zusammengestellt nach den Arbeiten von REHKOPF (1958), SCHÄFER (1961) und eigenen Beobachtungen].

In Abb. 3 ist der Versuch unternommen, die Resultate der bisherigen Untersuchungen schematisiert in einem Längsprofil darzustellen. Danach ist die Holbornerhof-Kuppel zumindest schon zur Zeit der Ablagerung der Sedimente der Tholeyer Gruppe im Aufstieg begriffen. Die Kartierungsergebnisse NEGENDANKS, die eine Mächtigkeitsverringering im höheren Teil der Lebacher Gruppe anzeigen, lassen es möglich erscheinen, daß dieser Aufstieg schon früher einsetzte. Da im Kern der Aufwölbung lokal basische Magmatite zutage treten, liegt der Schluß nahe, daß die Holbornerhof-Kuppel durch eine Intrusion aufgewölbt worden ist. Diese Schlußfolgerung wird auch dadurch gestützt, daß sowohl südwestlich als auch nordöstlich dieser Aufbeulung völlige Konkordanz zwischen den Ablagerungen des Unter- und Oberrotliegenden zu beobachten ist. An der Störung, welche die Kuppel im W begrenzt, ist die Basis des Buntsandsteins noch um 20 m versetzt. Für die verschiedenen Horizonte des Rotliegenden kommt man bei der Rekonstruktion der Versetzungsbeträge auf sehr viel höhere Werte, so daß diese Störung in ihrer Anlage vortriadisch sein muß.

### Das Gebiet nordwestlich des Donnersberges

Nach v. AMMON (1903, S. 121) „transgredieren Porphyrit- und Porphyrkonglomerate über die vorher aufgerichteten Lebacher und Kuseler Schichten in der Umgebung des Donnersberges“. Damit weist er zum erstenmal auf eine Verstellung von Unterrotliegen-



dem am Kontakt zum Rhyolith des Donnersberges hin und gibt auch gleichzeitig deren Mindestalter — älter als das Rhyolithkonglomerat — an. Dieser Sachverhalt wurde sowohl von REIS (in SCHMIDT & REIS 1916, S. 75 u. 1921, S. 51) als auch durch die Neukartierung (SCHWAB 1967, S. 27) bestätigt.

Auch in den Randzonen der anderen Rhyolithintrusionen, dem Nohfelder Massiv (LEPPLA 1925, S. 28; KÜHNE 1923, S. 427; HELLMERS 1930, S. 792; SCHRÖDER 1952, S. 254 ff., u. DUIS 1959, S. 113) und dem Kreuznacher Massiv (REIS 1921, S. 60 f.; GEIB 1966, Abb. 6, u. LOHMEYER 1969, S. 23 ff.), überlagern die Abtragungsprodukte des Rhyolithes diskordant Sedimente des Unterrotliegenden, wobei letztere steil, z. T. bis zur Überkippung aufgerichtet sind.

Da über die Vulkanotektonik im Nordwesten des Donnersberges (Blatt 6313, Dannefels) schon an anderer Stelle (SCHWAB 1963, S. 68 ff., u. 1967, S. 39 ff.; LORENZ 1965, S. 69 ff.) berichtet wurde, soll im Zusammenhang mit den tektonischen Bewegungen weiter im SW, hier vor allem das Alter dieser Vulkanotektonik diskutiert werden; eine kurze Zusammenfassung der Geländebeobachtungen wird des besseren Verständnisses wegen dieser Diskussion vorangestellt (Abb. 4).

Die Schichten des Unterrotliegenden sind vom Birnberg im SW bis zum Mühlberg im NE geschleppt und fallen meist steil nach NW ein. Diese steilstehenden Schichten bilden den SE-Schenkel einer asymmetrischen Mulde, deren NW-Flügel von den — gemäß der Lage auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels — flach nach SE einfallenden Schichten gebildet wird. Diese Mulde ist von mehreren, generell NW-SE streichenden Verwerfungen in einzelne Schollen zerlegt und wurde vor der Intrusion des Andesites am Birnberg wahrscheinlich auch im SW von einer solchen Störung begrenzt.

Beim Betrachten der einzelnen Schollen, die auf Abb. 4 von NE nach SW durchnummeriert sind (I—VIII), stellt man unterschiedliches Verhalten des „Grenzlagers“ in den einzelnen Schollen fest. In den Schollen II, III, IV und VIII ist kein „Grenzlager“ mehr erhalten (es ist erodiert), so daß sie bei dieser Betrachtung ausgeklammert werden können. In den Schollen I und VI (in letzterer erstmals von LORENZ 1965, S. 70, nachgewiesen) ist das „Grenzlager“ mit eingemuldet und zwar in Scholle I die 1. und 2. Decke aus der Umgebung der Gerbacherhöfe mit den dazwischenliegenden Resten der 2. Decke aus dem Raum nordwestlich Falkenstein und in der Scholle VI die 2. Decke des zuletzt genannten Vorkommens.

In dem Span zwischen den Schollen IV und V sowie in den Schollen V und VII ist ebenfalls noch „Grenzlager“ erhalten. Über die Lagerungsverhältnisse in dem Span kann nur ausgesagt werden, daß das „Grenzlager“ im NW auf Sedimenten des Oberrotliegenden lagert, somit normal nach SE einzufallen scheint. In Scholle V sind die Basissedimente der „Grenzlager“-Gruppe noch nachweislich eingemuldet (Abb. 5), dagegen fällt das „Grenzlager“ (die 2. Decke aus dem Raum nordwestlich Falkenstein bildet hier die Basis des „Grenzlagers“) eindeutig flach nach SE ein. LORENZ (1965, S. 72) nimmt an, daß das „Grenzlager“ hier auch eingemuldet war, daß aber der steilstehenden SE-Flügel der Mulde an einer streichenden Verwerfung auf den flachen NW-Flügel aufgeschoben wurde und so die steilstehenden Basissedimente der „Grenzlager“-Gruppe neben der flach nach SE einfallenden 2. Decke liegen. Für diese Heraushebung um ca. 140 m macht er eine unter der Scholle V sitzende Intrusion verantwortlich. Eine solche NE-SW verlaufende Störung

kann man schon 200 m nordöstlich des von LORENZ (1965, Abb. 5A) gezeichneten Profiles nicht mehr nachweisen. Faßt man die NNW-SSE streichende Verwerfung am Fuchshof und den von LORENZ (1965, Karte) weiter nordwestlich im Liegenden der Vulkanite auskartierten Bruch als eine Störung auf, welche die Schollen V und VI gegeneinander abgrenzt, so ergibt sich folgendes, in der Karte von Abb. 5 dargestellte Bild: Im flachen

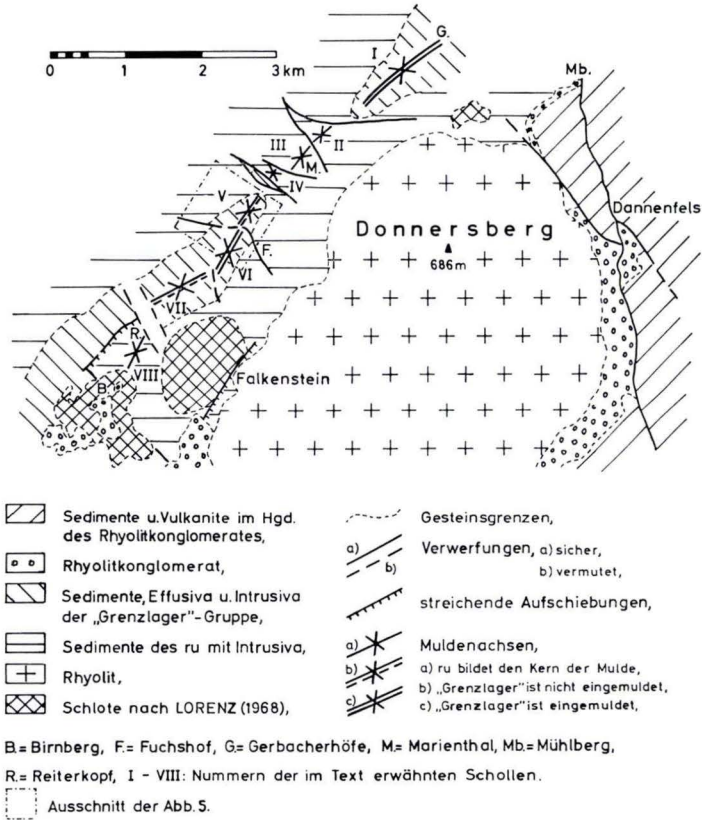


Abb. 4. Skizze zur Vulkanotektonik nordwestlich des Donnersberges.

Schenkel der Mulde scheint die Scholle V relativ abgesunken — worauf auch die ca. 40 m tiefer liegende Basis des „Grenzlagere“ in dieser Scholle hindeutet — während auf der steilstehenden SE-Flanke der Mulde die Scholle V relativ angehoben scheint. Dieser Widerspruch läßt sich mit der Annahme einer gleichzeitig mit der Bildung der Verwerfungen stattfindenden flachwelligen Verbiegung der Schichten in Scholle V lösen, welche als beginnende Verstellung durch die Intrusion des Rhyolithes aufgefaßt werden müßte. Durch gleichzeitig mit der Schollenverbiegung einsetzende Erosion in den herausgehobenen Partien noch vor Effusion der 2. „Grenzlager“-Decke kann deren spitzwinkelig zur Störung verlaufende Basisgrenze und ihr Übergreifen nach SE auf Sedimente der Tholeyer Gruppe in Scholle V zwanglos erklärt werden (Abb. 5). Das Blockbild der Abb. 5 zeigt

schematisiert diesen Zustand der Schollen V und VI nach der Effusion des „Grenzlagers“ aber noch vor der eigentlichen Schleppung der Schichten durch die Rhyolithintrusion. Die unterschiedliche Streichrichtung der Verwerfung in den beiden Muldenflügel dürfte eine Folge dieser Schleppung sein.

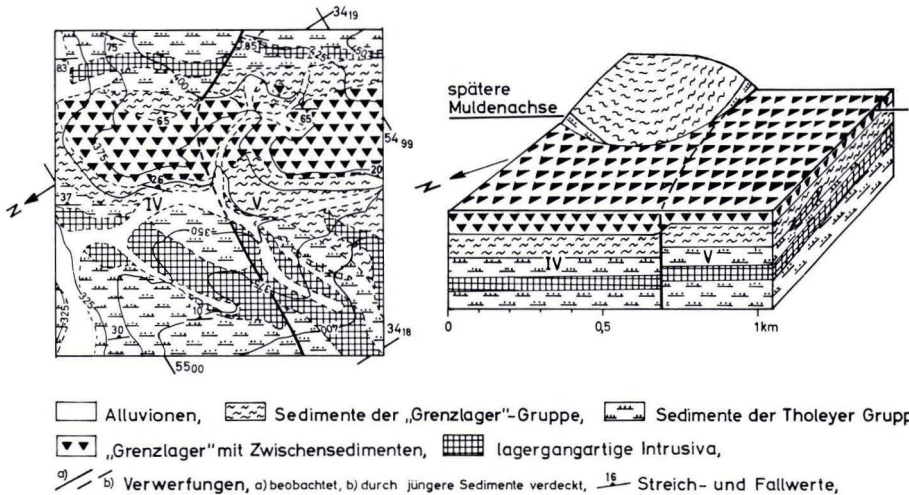


Abb. 5. Kartenausschnitt aus Abb. 4 und schematisches Blockbild, das die Verhältnisse nach der Effusion des „Grenzlagers“ veranschaulicht (nähere Erläuterungen im Text).

Auch in Scholle VII zeichnet LORENZ (1965, S. 73) eine streichende Aufschiebung, an der die nach NW einfallende 2. Decke auf die nach SE einfallende 4. Decke aufgeschoben sein soll. Nach den mikroskopischen Untersuchungen sind die Proben seiner 2. und 4. Decke identisch mit denen der jüngsten Vulkaniteinheit in diesem Raum, die als ein Strom der 3. Decke (SCHWAB 1967, S. 32) aufgefaßt werden darf. Die 2. Decke tritt jedenfalls in Scholle VII nur nordwestlich und nicht mehr südöstlich der 3. (nach LORENZ 4.) Decke auf, so daß letztere neben Arkosen aus dem Liegenden des „Grenzlagers“ (LORENZ 1965, S. 73) liegt. Eine mögliche Erklärung dieses Tatbestandes, die der für die Scholle V gegebenen entspricht, ist bereits (SCHWAB 1967, S. 40 f. u. Abb. 5B) publiziert worden.

In dem schmalen Streifen zwischen den Schollen VII und VIII findet man nur Lese-  
steine von Sedimenten der Tholeyer Gruppe, deren Herkunft nicht recht erklärt werden kann (LORENZ 1965, S. 75 f; SCHWAB 1967, S. 42).

Unter Berücksichtigung der hier dargelegten Gegebenheiten und der Untersuchungsergebnisse von KONRAD (1969), LORENZ (1968) und SCHÄFER (1965) läßt sich der Ablauf der tektonischen Bewegungen im NW des Rhyolithes vom Donnersberg wie folgt umreißen:

1. Anlage einer Zone verringerter Sedimentmächtigkeiten für die Sedimente der Tholeyer und die Basisschichten der „Grenzlager“-Gruppe.

Nach KONRAD (1969, Abb. 2) beträgt die Gesamtmächtigkeit der Tholeyer Gruppe im Raum Schweisweiler 140—190 m, nordwestlich des Donnersberges nur 90—100 m. Für die Basissedimente der „Grenzlager“-Gruppe gibt SCHÄFER (1965, Anlage 2) eine Mächtigkeitsreduzierung von 83 m bei Schweisweiler, auf 49 m bei der Hohen Warte nordwestlich Falkenstein an.

2. Intrusion des lagergangartigen Magmatites im Grenzbereich Tholeyer/„Grenzlager“-Gruppe bei Marienthal und gleichzeitige Effusion der ältesten, nur am Hintersteinerhof entwickelten „Grenzlager“-Decke (SCHWAB 1967, S. 38).

3. Anlage von Verwerfungen mit beginnender Verstellung der Schichten in den einzelnen Schollen und lokale Erosion (Abb. 5).

4. Effusion der 2. und 3. „Grenzlager“-Decke, die in den einzelnen Schollen, je nach deren Höhenlage, verschieden weit nach SE reichen (Abb. 5).

5a. Verstärkte Schleppung der Schichten durch die Intrusion des Rhyolithes, damit Anlage der Mulde. Mögliche Wiederbelebung bzw. Neuanlage von NW-SE verlaufenden Verwerfungen.

In den Schollen, in denen das „Grenzlager“ weit genug nach SE reicht, wurde es mit eingemuldet. Das Alter der Verwerfungen zwischen den Schollen ohne „Grenzlager“ läßt sich nicht genau fixieren. Sie könnten auch noch zu diesem Zeitpunkt gebildet worden sein.

5b. Für die Zeit nach Ablagerung der im Hangenden der 3. Decke folgenden Pyroklastika hat LORENZ (1968, S. 82) vulkanische Aktivität im Schlot des Birnberges (Abb. 4) nachgewiesen.

Er gibt das maximale Alter der Schlotte nach den jeweils jüngsten im Schlot gefundenen Gesteinen an. Das Vorhandensein dieser im Schlot abgesunkenen oder eingebrochenen Gesteine sagt aber nur aus, daß nach ihrer Ablagerung der Schlot noch aktiv war, seine Anlage kann durchaus älter sein.

Das Mindestalter der Schlotte ist nach LORENZ (1968, S. 76 u. 83) nicht nur älter als das den Schlot des Birnberges überlagernde Rhyolithkonglomerat, sondern auch älter als „der die Verstellung der Sedimente hervorrufende Hauptaufstieg des Donnersbergporphyrs“. Als einen Belegpunkt unter anderen führt er (S. 75 f.) für den Falkensteiner Schlot das Ausbiegen der Muldenachse am Reiterkopf (Abb. 4) nach NW, also um den Falkensteiner Schlot an und schließt daraus, daß der Schlot zuerst gebildet wurde, mit seinen Intrusiva einen starren Block bildete, in dem keine Mulde angelegt werden konnte, so daß sie dicht randlich um den Schlot herumgelegt wurde. Es ist schwer vorstellbar, daß der starre Schlot die Beanspruchung, welche die Schleppung der Schichten verursachte, so unverfälscht weitergegeben hat, daß die Schichten auch jenseits des Schlotes geschleppt wurden ohne daß er selbst in nennenswerter Weise verstellt worden ist. Das steilere NNE-SSW Streichen der Muldenachse in Scholle VIII kann darauf zurückgeführt werden, daß diese Scholle nach NW auf die flachliegende Flanke der Mulde aufgeschoben und somit die Muldenachse verlagert wurde.

Deshalb und weil auch die Vielzahl der von LORENZ (1968, S. 87 ff.) beschriebenen vulkanischen Erscheinungen in den Schloten eine größere Zeitdauer der Tätigkeit andeuten, könnten sie über einen längeren Zeitraum, evtl. mehrmals tätig gewesen sein. Ihre Anlage (Pyroklastika im Liegenden des „Grenzlagers“!) dürfte älter sein als von LORENZ angenommen und nach Meinung des Verf. muß auf Grund seines nur schwach ovalen Querschnittes der Falkensteiner Schlot, der direkt neben dem Rhyolit liegt, während der Schleppung der Schichten durch die Intrusion des Rhyolithes noch tätig gewesen sein.

6. Anlage von streichenden Verwerfungen nahe am Rhyolithkörper als letzter Akt der Schleppung.

In den steilstehenden Unterrotliegend-Schichten im NE von Marienthal sind solche streichenden Störungen wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse (SCHWAB 1967, S. 40) nicht zu fassen. Nach LORENZ (1968, S. 75) wird der Falkensteiner Schlot im SE von einer solchen streichenden Störung abgeschnitten.

Als Ursache für die oben schon erwähnte streichende Verwerfung, welche die Scholle VIII im NW begrenzt, kann man eine Intrusion unter dieser Scholle vermuten. Ob sie auch in dieser Phase gebildet wurde, läßt sich nicht beweisen. Sie muß in jedem Fall jünger als die „Grenzlager“-Vulkanite sein.

7. Erosion des Rhyolithdaches und seines oberen Teiles sowie Sedimentation des Rhyolithkonglomerates.

Wenn man die unter 1) beschriebenen Beobachtungen schon auf die Intrusion des Rhyolithes zurückführt, kann man deren erste Anzeichen schon ins höchste Unterrotliegende datieren. Die unter 3), 5a) und 6) beschriebenen tektonischen Vorgänge, zwischen die sich die vulkanischen Erscheinungen 2), 4) und 5b) einfügen, sind mit Sicherheit durch die Intrusion des Rhyolithes bedingt.

### Schlußbemerkungen

Aus den oben näher erläuterten Beispielen sowie aus den in der Literatur dargestellten Befunden läßt sich folgern, daß lokale tektonische Bewegungen im Bereich des Pfälzer Sattels schon im höheren Unterrotliegenden einsetzen und bis weit in das Oberrotliegende hinein anhalten. Die auffällige Beziehung dieser lokalen Tektonik zu den Intrusionen und kuppelförmigen Strukturen im Bereich des Sattels legt den Schluß nahe, daß der größte Teil der bisher beschriebenen Diskordanzen vulkanotektonischen Ursprungs ist. BURCKHARDT (1906) schloß aus seinen Untersuchungen im Bereich der Pfälzer Kuppeln, daß dem Magma bei der Intrusion eine aktive Rolle zukommt. Auf die Schleppungen und Schichtenverstellungen an den Rändern der sauren Intrusionen und damit auch auf die weite Verbreitung der Intrusionstektonik im Saar-Nahe-Gebiet weisen HABICHT (1956, S. 301) und FALKE (1964, S. 47) besonders hin. Die Verf. sind der Ansicht, daß sich alle bisher beschriebenen Diskordanzen — mit Ausnahme der zwischen Nanzdietzweiler und Kollweiler beobachteten — vulkanotektonisch deuten lassen. Sie geben damit in erster Linie Hinweise auf das Alter der Intrusionen, können aber nicht, wie in der Vergangenheit oft geschehen, als alleinige Kriterien zur zeitlichen Einstufung der tektonischen Bewegungen herangezogen werden, die im Verlauf des Oberrotliegenden zur Aufwölbung des Pfälzer Sattels und zur Anlage der an ihn gebundenen Bruchstrukturen führten (FALKE 1964, KNEUPER 1966).

Ohne Zweifel besteht jedoch auch ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Magmenaufstieg und Tektonik. Somit lassen sich unter diesem Gesichtspunkt auch die lokalen Schichtlücken und Diskordanzen im Randbereich der Intrusivmassen als erste datierbare Anzeichen der Krustenbewegungen auffassen, die im Oberrotliegenden eine tiefgreifende Umgestaltung des im Unterrotliegenden noch recht einheitlichen Sedimentationsraumes zur Folge haben.

### Schriftenverzeichnis

- AMMON, L. v.: Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken (Nr. XIX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern. München 1903.  
— Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern. München 1910.

- ATZBACH, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel — Patersbach). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 167—194, Wiesbaden 1955.
- BURCKHARDT, K.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayr. Rheinpfalz). — Geogn. Jh., **17**, S. 1—92, München 1906.
- DUIS, H.: Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde. Diss., Mainz 1959.
- FALKE, H.: Spezialtektonik am Nordrand der Nahemulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **101**, S. 59—69, Hannover 1950.
- Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. — Geol. Rdsch., **48**, S. 66—76, Stuttgart 1959.
- Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **46**, S. 35—51, Stuttgart 1964.
- GEIB, K. W.: Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse der Mineralquellen von Bad Kreuznach. — Balneol. Schr.-R., Deutsche Heilbäder in Einzeldarstellungen, **6**, Bad Kreuznach, Stuttgart 1966.
- HABICHT, H.: Die Strukturen des Pfälzer Sattels. — Geol. Rdsch., **45**, S. 296—304, Stuttgart 1956.
- HELLMERS, H.: Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, S. 751—795, Berlin 1930.
- KESSLER, P.: Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. — Geol. paläontol. Abh., N. F., **13**, S. 127—218, Jena 1914.
- KNEUPER, G.: Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. — Oberrhein. geol. Abh., **13**, S. 1—49, Karlsruhe 1964.
- Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. — Z. deutsch. geol. Ges., **117**, S. 312—322, Hannover 1966.
- KONRAD, H. J.: Die Tholeyer Gruppe (ru<sup>3</sup>) an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132**, 3, S. 257—284, Stuttgart 1969.
- KÜHNE, F.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-A., **42** (1922), S. 426—456, Berlin 1923.
- LEPPLA, A.: Störungserscheinungen und -Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. — Verh. nat.-hist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **52**, S. 5—8, Bonn 1895.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A., **45**, (1924), S. 1—88, Berlin 1925.
- LOHMEYER, U.: Tektonische und petrographische Untersuchungen am Rhyolith (Quarzporphyr)-Massiv von Bad Kreuznach. Diss., Mainz 1969.
- LORENZ, V.: Zur Geologie der Umgebung von Rockenhausen und Gerbach/Pfalz. Unveröff. Dipl.-Arb., Mainz 1965.
- Zur Geologie einiger Vulkanschlote im Rotliegenden der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. Diss., Mainz 1968.
- MÜLLER, K. O.: Intrusivtektonische Untersuchungen im Potzberg — Königsberggebiet (Rheinpfalz). — Mitt. u. Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Hdbg., N. F., **175**, Heidelberg 1929.
- NEGENDANK, J. F. W.: Das Unterrotliegende im Gebiet Wolfstein — Niederkirchen-Heiligenmoschel (SE-Flanke des Pfälzer Sattels). Unveröff. Dipl.-Arb., Mainz 1965.
- RÉE, CH.: Die Eruptivgesteine des Lemberges (Nahe) und ihre Lagerungsverhältnisse. Diss., Mainz 1956.
- REHKOPF, H. G.: Das Rotliegende im Raume Schallodenbach — Höringen — Winnweiler an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. Unveröff. Dipl.-Arb., Mainz 1958.

- REIS, O. M.: Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Zur Kenntnis der Gestaltung und Entstehung der intrusiven Gesteinskörper des Pfälzer Sattels. — *Geognost. Jh.*, **19**, (1906), S. 71—117, München 1908.
- in v. AMMON 1910.
- Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der geognostischen Karte von Bayern. München 1921.
- SCHÄFER, K.: Das Rotliegende zwischen Schallodenbach — Olsbrücken — Eulenbis und Otterbach an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. Unveröff. Dipl.-Arb., Mainz 1961.
- Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen in den Basisschichten des Oberrotliegenden der SE-Flanke des Pfälzer Sattels. Diss., Mainz 1965.
- SCHMIDT, C. & REIS, O. M.: Zur Kenntnis des Donnersberggebietes. — *Geognost. Jh.*, **28** (1915), S. 63—90, München 1916.
- SCHRÖDER, E.: Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **103** (1951), S. 253—263, Hannover 1952.
- SCHUSTER, J.: Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine der bayerischen Rheinpfalz. — *Geognost. Jh.*, **19** (1906), S. 1—70, München 1908.
- SCHWAB, K.: Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges. Diss., Mainz 1963.
- Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. — *Mitt. Pollichia*, III. Reihe, **14**, S. 13—55, Bad Dürkheim 1967.
- STAPF, K.: Schichtfolge und Tektonik des Oberkarbons und Rotliegenden im Raume Reichenbach-Jettenbach-Erzenhausen (Nordpfälzisches Bergland). Unveröff. Dipl.-Arb., Mainz 1964.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 193-213	6 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	--------	-------------------

# Die Mineralquellen von Bad Weilbach

Von

JOE-DIETRICH THEWS, Wiesbaden \*)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen

## Inhalt

1. Einleitung . . . . .	193
2. Geschichte und Fassung der Mineralquellen . . . . .	194
3. Geologische Verhältnisse . . . . .	195
4. Hydrogeologische Verhältnisse . . . . .	199
4.1. Natron-Lithion-Quelle . . . . .	199
4.2. Schwefelquelle . . . . .	206
5. Hydrochemische Verhältnisse . . . . .	206
5.1. Natron-Lithion-Quelle . . . . .	206
5.2. Schwefelquelle . . . . .	208
6. Weitere Mineralwasservorkommen in der Umgebung von Bad Weilbach . . . . .	209
7. Zusammenfassung . . . . .	212
Schriftenverzeichnis . . . . .	212

## 1. Einleitung

Bad Weilbach liegt im Main-Taunus-Kreis, zwischen den Orten Weilbach und Flörsheim, auf Blatt 5916 Hochheim a. Main. Dort treten zwei Mineralquellen aus, die „Schwefelquelle“ (Lage: R 34 59 19, H 55 44 27, ca. 114 m über NN) und die „Natron-Lithion-Quelle“ (Lage: R 34 59 32, H 55 44 67, ca. 114 m über NN).

Ursprünglich besaß die Schwefelquelle größere Bedeutung, sie gab Anlaß zur Gründung des Bades Weilbach und zum Betrieb der ersten Abfüllanlagen. Heute wird ihr Wasser nur noch von der Bevölkerung für eigenen Bedarf geholt. An der Natron-Lithion-Quelle entstand dagegen ein moderner Abfüllbetrieb, in dem große Mengen des Mineralwassers auf Flaschen gezogen werden. Wegen des steigenden Bedarfs wurden an der Natron-Lithion-Quelle in jüngster Zeit mehrfach Erweiterungen und Verbesserungen vorgenommen.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. J.-D. Thews, Oberregierungsrat im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.



## 2. Geschichte und Fassung der Mineralquellen

Die seit alters als „Faulborn“ bekannte *Schwefelquelle* wurde im Jahre 1783 erstmals durch J. A. A. AMBURGER, einen Apotheker aus Offenbach untersucht (AMBURGER 1786). Er handelte im Auftrage von Friedrich-Carl-Josef, dem regierenden Mainzer Kurfürsten. Wenig später ließ die kurmainzische Regierung die Quelle fassen und in der Nähe ein Häuschen für den Brunnenwärter sowie Wirtschaftsgebäude für einen Abfüllbetrieb errichten. CREVE (1810) gibt eine ausführliche Beschreibung der Fassungsarbeiten, die mehrfach wiederholt werden mußten, weil die Quelle immer wieder verwilderte. Nach CREVE wurde zum Fassen der Quelle zunächst ein 4,5—5 m tiefer Schacht ausgehoben, wobei eine dichte Kalksteinbank durchstoßen wurde. Unter derselben fand man „ein natürliches Bassin von drei Fuß Durchmesser in der Breite und zehn Fuß in der Tiefe, dessen Boden schwärzlich gefärbter Sand bildete“ (vermutlich eine größere Karstkluft). Heute steht über der Fassung der Schwefelquelle im Park des ehemaligen Bades Weilbach eine kurze steinerne Säule, die vier Rohre trägt, aus denen das artesisch aufsteigende Wasser in ein rundes flaches Becken abläuft.

OSANN (1841) zitiert vollständig die ältere Literatur (14 Titel). FRESENIUS (1856) veröffentlichte die letzte Analyse, deren Daten LEPLA & STEUER (1923) wiedergeben, ohne Wesentliches hinzuzufügen.

Die ebenfalls schon seit alters her bekannte *Natron-Lithion-Quelle* wurde erstmals von FRESENIUS (1860) beschrieben. Sie erhielt im Jahre 1859 eine flache Fassung. NÖRING (1957, Archiv HLFb 5916/58) berichtet, daß im Jahre 1938 eine 16 m tiefe Bohrung auf der Natron-Lithion-Quelle bestand, die heute als „alte Quelle“ oder „Urquelle“ bezeichnet wird. Sie ist mit einem Pavillon überdacht. Zur Erschließung zusätzlichen Mineralwassers wurde im Jahre 1938 rund 30 m südwestlich der Urquelle eine 19 m tiefe Bohrung mit einem Durchmesser von 250 mm niedergebracht, in der bei 17,3 und 18,0 m Tiefe Mineralwasser angetroffen worden sein soll. Weil der Filter dieser Bohrung schadhaft geworden war, wurde während des Jahres 1950 im gleichen Brunnenschacht, nur 0,5 m vom alten Bohrloch, eine neue, 20,05 m tiefe Bohrung ausgeführt. Sie ist mit einem Lärchenholzfilter und Steinzeugaufsatzrohren von 200 mm  $\phi$  ausgebaut und wird heute Bohrung I genannt. Zwei Meter nordöstlich der Bohrung I schachtete der Eigentümer im Jahre 1949 einen Brunnen von 10 m Tiefe. Da in 8 m Tiefe nur geringe Mineralwassermengen zuliefen (50—60 l/h), wurden die Schachtarbeiten bei 10 m ergebnislos abgebrochen. Der Schacht wurde zu einem 7 m tiefen Sammelbehälter ausgebaut und dient heute zur Zwischenspeicherung.

Eine 21,0 m tiefe Bohrung 29 m südöstlich der alten Quelle sollte im Jahre 1954 nach Angabe eines Rutengängers Süßwasser erschließen, traf aber ebenfalls Mineralwasser an. Sie ist mit Steinzeugfiltern von 300 mm  $\phi$  ausgebaut und wird heute als Quelle II genutzt. Um den weiter steigenden Bedarf befriedigen zu können, wurde im Jahre 1968 unter der Beratung und Leitung von Prof. Dr. F. MICHELS, Wiesbaden, etwa 10 m südlich der Urquelle ein dritter, 29,05 m tiefer Brunnen gebohrt. Anfangs- und Enddurchmesser betragen 1100 bzw. 540 mm. Von 24—28 m ist ein Rilsan-Schlitzbrückenfilter von 300 mm  $\phi$  eingebaut; eine Tonabdichtung reicht von der Oberfläche bis 22,50 m unter Flur. Die Lage der einzelnen Bohrungen kann Abb. 1 entnommen werden.

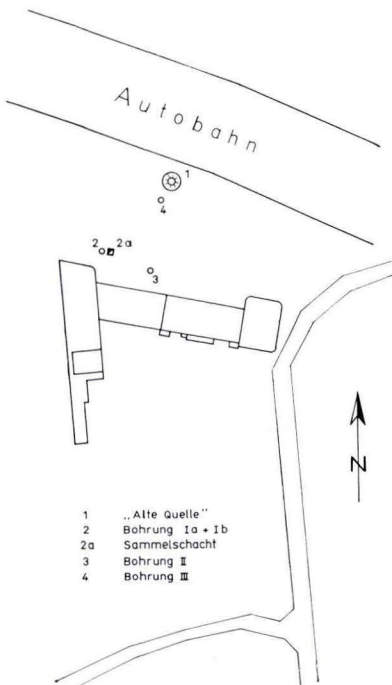


Abb. 1. Lage der Bohrungen an der Natron-Lithion-Quelle.

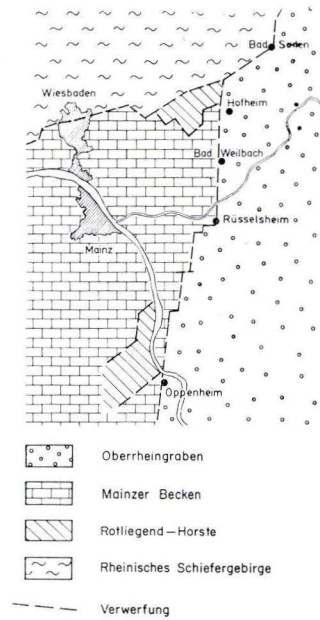


Abb. 2. Übersichtsskizze.

### 3. Geologische Verhältnisse

Die Mineralquellen von Bad Weilbach liegen auf dem Verwerfungssystem, das den Hauptast des Oberrheingrabens im Westen gegen das Mainzer Becken begrenzt. Die Verwerfungen streichen aus der Gegend von Oppenheim über Bauschheim und Rüsselsheim nach Weilbach und setzen sich über Hofheim nach Norden fort, bis sie auf den Nordost-Südwest streichenden Südabbruch des Taunus treffen. Westlich der Oberrheingraben-Randverwerfungen steht bei Bad Weilbach oberer Rupelton an. Er wird im tieferen Untergrund von Rotliegendem unterlagert (KÜMMERLE & SEMMEL 1969, LEPPLA & STEUER (1923), das weiter nördlich im Horst von Langenhain aufgeschlossen ist. Östlich des Verwerfungssystems wurden durch Bohrungen mehr als 100 m mächtige, überwiegend sandig-kiesige Ablagerungen pleistozänen und pliozänen Alters nachgewiesen, die von älteren Tertiärschichten unterlagert werden (Abb. 2).

Bei Bad Weilbach sind zwei fast parallel laufende Hauptverwerfungen deutlich zu erkennen. Zwischen ihnen sind in einer schmalen, bis zu 300 m breiten grabenartigen Struktur Hydrobienschichten erhalten (WENZ 1920, KÜMMERLE & SEMMEL 1969). Die Hydrobienschichten waren früher in einem Steinbruch im Park von Bad Weilbach aufgeschlossen, ebenso in der Flach'schen Sandgrube, die etwa zwischen der Schwefelquelle und der Natron-Lithion-Quelle liegt (R 34 59 32, H 55 44 50) (KINKELIN 1885, 1892, WENZ 1911, BARTZ 1936). In der Flach'schen Grube sind nach KINKELIN (1892) die mit etwa

60<sup>0</sup>—70<sup>0</sup> nach Osten oder Südosten einfallenden Hydrobienschichten durch die östliche der beiden Hauptverwerfungen abgeschnitten und grenzen gegen oberpliozäne Sande und Kiese (BARTZ (1950), die mit etwa 15<sup>0</sup> nach Osten einfallen.

Nach CREVE (1810) wurde bei den Fassungsarbeiten für die Schwefelquelle unter 4,5—5 m Deckschichten eine dichte Kalksteinbank angetroffen, die ebenfalls zu den Hydrobienschichten zu zählen sein dürfte. CREVE berichtet auch, daß man in der Nähe des „Gesundbrunnens“ (Schwefelquelle) einige Versuche mit dem Erdbohrer machen ließ, aber bald auf dichten Kalkstein geriet.

Die Bohrungen an der Natron-Lithion-Quelle haben folgende Schichten angetroffen:

#### *Bohrung I*

Bearbeiter: F. NÖRING, 1950

0—10 m	grünstichig grauer, feinsandiger Mergel	(1)
—10,30 m	keine Probe, „Ocker mit Sand“	(2)
—10,90 m	roter und grün-blauer Ton mit einzelnen Geröllen, kalkfrei	(3)
—13,00 m	blaugrüner, z. T. roter, feinsandiger Ton, kalkfrei	(4)
—13,40 m	grauer, toniger Grobsand und Kies, kalkhaltig, Wasserauftrieb	(5)
—15,00 m	roter und grüner Ton, kalkfrei	(6)
—15,30 m	grünlich-grauer Grobsand, kalkhaltig, kein Wasserauftrieb	(7)
—16,00 m	grüngrauer Ton mit Quarzkies, kalkfrei	(8)
—16,40 m	graugrüner, toniger Sand und Quarzkies, kalkfrei, Wasserauftrieb	(9)
—18,60 m	graugrüner, z. T. eisenschüssiger, feinsandiger Ton, z. T. hell violett, mit einer 2 mm starken Braunkohlenlage, kalkfrei	(10)
—18,90 m	grünlicher, toniger Feinsand mit Kies, Wasserauftrieb, zuletzt Schwefelkies-konkretionen	(11)
—20,05 m	grauer, feinsandiger Ton, kalkfrei	(12)
bei 20,05 m	Schwefelkieskonkretionen	

#### *Bohrung II*

Bearbeiter: F. NÖRING, 1954

0— 0,50 m	Auffüllung, keine Probe	(1)
— 0,70 m	hellgrauer Mergel mit weißem Kalkmulm und Schilffresten, kalkhaltig	(2)
— 1,30 m	grauer, rostfleckiger, feinsandiger Mergel mit Schilffresten, kalkhaltig	(3)
— 1,90 m	wie vor	(4)
— 2,20 m	blaugrauer, feinsandiger Mergel mit Wurzelresten und eingebackenen Quarzgeröllen ( $\phi$ bis 6 cm), kalkhaltig	(5)
— 2,50 m	hellgrauer, feinsandiger Mergel mit Wurzelresten und Quarzgeröllchen ( $\phi$ 3 mm), kalkhaltig, wasserführend	(6)
— 6,80 m	hellgrauer, rostfleckiger, tonig-feinsandiger Grobkies ( $\phi$ bis 28 cm, Gangquarze bis 15 cm, roter und blaßroter quarzitischer Sandstein, wohl Buntsandstein, bis 28 cm große Platten), kalkhaltig	(7)
—11,50 m	grauer, feinsandiger Mergel mit Geröllen ( $\phi$ bis 4 cm, Quarz), kalkhaltig, „ab 9,10 m Gerölle bis 28 cm“, „ab 15,50 m Gerölle bis 20 cm“, „etwas Kiesinlagen“	(8)
—12,30 m	grüner, stark sandiger Ton, darin ein hellgelber, jaspisartiger Stein, kalkfrei	(9)
—12,80 m	hellgrauer, rostfleckiger, feinsandiger Ton, kalkfrei	(10)
—13,70 m	vorwiegend violettbrauner, hellgrüner-rostbraun- und ockergelb-fleckiger Ton, kalkfrei	(11)
—15,40 m	graugrüner, stark feinsandiger Ton, wenig braunfleckig, kalkfrei	(12)

- 16,10 m grüngrauer, sandiger Ton mit zahlreichen Quarzkörnchen ( $\phi$  bis 3 mm), kalkfrei, etwas wasserführend, Kohlensäureaustritte (14)
- 16,30 m grauer und rostbrauner Ton mit Quarzkieslagen ( $\phi$  1,5 cm), kalkfrei, wasserführend, Wasserauftrieb auf 1,20 m unter Flur (15)
- 17,70 m Quarzkies ( $\phi$  bis 1,5 cm, auch grüner Chloritquarz, roter Quarz), kalkfrei (16)
- 17,90 m blaugrüner, feinsandiger Ton mit Quarzkieslagen ( $\phi$  bis 0,5 cm), kalkfrei (17)
- 19,40 m blaugrüner, oliv-braunfleckiger und streifiger, auch violett-braunfleckiger, feinsandiger Ton, nach unten häufiger Einzelquarzgerölle ( $\phi$  bis 1,5 cm), kalkfrei (18)
- 20,80 m Ton, graublau, feinsandig, „festliegend“ (19)
- 21,00 m Ton, grau bis hellgrün, braun meliert, fest (20)

*Bohrung III*

Bearbeiter: F. MICHELS, E. KÜMMERLE, J.-D. THEWS (1968)

- 0— 0,90 m Lößlehm, dunkelbraun, kalkhaltig (1)
- 1,40 m Lößlehm, graubraun, mit grauen und braunen Flecken, kalkhaltig (2)
- 1,55 m wie vor, stärker marmoriert (3)
- 1,80 m wie vor, Farbe grau, braun marmoriert, mit Schalenresten, die z. T. umgelagert aus Tertiärschichten sind, kalkhaltig (4)
- 2,00 m Schluff, tonig, schwarz-braun, humos, stark durchsetzt mit Pflanzenresten, kalkhaltig, einzelne dunkelgraue Quarzgerölle bis 50 mm  $\phi$ , Schnecken- und Muschelreste, z. T. umgelagert aus älteren Schichten (5)
- 2,15 m wie vor, neben Quarzgeröllen auch schwarzer „Kieselschiefer“ und grauer, grobkörniger Quarzit (6)
- 2,25 m Feinsand, schluffig, grünlich-bräunlich-grau, kalkhaltig, mit sehr viel Geröllen bis 60 mm  $\phi$  (Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, roter, feinkörniger Sandstein) (7)
- 2,50 m wie vor, Farbe hellgrünlich grau, kalkhaltig (8)
- 2,80 m Feinsand, schluffig, stärker tonig, hellgrünlich grau, schwach kalkhaltig, wenige Gerölle von Quarz, Quarzit, Kieselschiefer und rotem, feinkörnigem Sandstein (8)
- 3,00 m wie vor, Farbe graublau, z. T. gelblich angewittert (10)
- 3,50 m wie bis 2,25, zusätzlich zum beschriebenen Geröllbestand ein Geröll von 100 mm Kantenlänge aus einem violettgrauen, quarzitischem Konglomerat (11)
- 3,80 m wie bis 2,25 (12)
- 4,50 m Schluff, grüngrau, stark kalkhaltig, vereinzelte Gerölle bis 10 mm  $\phi$  (13)
- 5,80 m Schluff wie vor, Gerölle bis 10 cm  $\phi$ , bestehend aus Quarz und rotbraunem, grobkörnigem Quarzit (14)
- 6,60 m Kies, bunt, mit Beimengungen von grauem Sand, kalkhaltig, kantengerundete Gerölle bis 5 cm  $\phi$ , bestehend aus Milchquarz, grauem Quarz, grauem Quarzit, rotem Sandstein und Kieselschiefer (15)
- 6,80 m Schluff, stark sandig, graugrün, z. T. blaugrau, z. T. kalkig verbacken, Gerölle bis zu 5 cm Durchmesser wie vor (16)
- 8,00 m Kies, sandig, hellgrau bis bunt, kalkhaltig, kantengerundete bis gerundete Gerölle bis 5 cm  $\phi$ , bestehend aus Taunusquarzit, Quarz, feinkörnigen, grüngrauen Quarziten (Spessartquarzit?), rotem, innen oft hellgraugelblichem Sandstein mit schwarzgrauen Krusten, z. T. feldspatführend, dichtem grauem Hornstein, matt, hellgelblich-grauem Tonstein, rotem Karneol (17)
- 10,80 m Fein- bis Mittelsand, tonig und kiesig, bestehend aus Quarz und teilweise zersetztem „Taanusschiefer“ (Vordevonmaterial), der dem Sediment die charakteristische kräftig hellblaugüne Farbe verleiht, kalkfrei (18)
- 11,90 m Kies, eckig bis kantengerundet, schwach kalkhaltig, sehr heterogene Korngrößen bis 15 mm, überwiegend bestehend aus Quarz mit hohem Anteil von Vordevonmaterial (Serizitgneis), einzelne Pyritknöllchen (19)
- 12,30 m Fein- bis Mittelsand, stark schluffig-tonig, hellblaugrün (zersetztes Vordevonmaterial), mit vereinzelt Quarzgeröllen bis 5 mm  $\phi$ , kalkfrei (20)

- 12,40 m Grobkies mit Geröllen bis 70 mm  $\phi$ , bestehend aus Milchquarz, grauem Quarz, grauem Quarzit, rotem Sandstein und Serizitgneis (21)
- 13,00 m wie bis 10,80 m, mit sehr hohem Kiesanteil (22)
- 13,20 m Kies, schwach sandig, kantengerundet bis gerundet, bestehend aus Vordevonmaterial, Quarz, Quarzit, und einzelnen Pyritknollen (23)
- 14,50 m Schluff, stark tonig und feinsandig, hellgraublau, z. T. bräunlich angewittert, kalkfrei (zeretzte „Taunusschiefer“) (24)
- 15,30 m wie vor (25)
- 16,50 m Ton, schluffig, hellgrünlichblau, bräunlich angewittert, kalkfrei (26)
- 18,00 m wie vor, Farbe etwas dunkler, mit einzelnen Quarz-Feinkies-Geröllen, kalkfrei (27)
- 19,00 m Schluff, tonig, ockerfarben, blauviolett und blaugrün gestreift, kalkfrei, „Gasausbrüche“ (28)
- 20,00 m wie vor (29)
- 21,00 m Schluff, tonig und feinsandig, kräftig blaugrün, kalkfrei (30)
- 22,00 m Ton, stark schluffig, kräftig blaugrün, auf Klüften braun angewittert, kalkfrei (31)
- 23,50 m Ton, schwach schluffig, blaugrün, violett und gelbbraun, kalkfrei (32)
- 24,60 m Schluff, feinsandig, hellgrünlich-graublau, kalkfrei (33)
- 25,90 m Mittel- bis Grobsand und Feinkies, grüngrau, Kieskomponenten aus Vordevonmaterial mit ca. 50 % Quarzanteil<sup>1)</sup>, kalkfrei, „Wassereingang, Auftrieb in 15 Min. auf 1 m unter Flur“ (34)
- 26,30 m Kies bis 20 mm  $\phi$ , sandig, kalkfrei, Kieskomponenten kantengerundet, die größeren Gerölle bestehend aus Gangquarz und Quarzit, die feineren aus Serizitgneis (35)
- 27,60 m Kies wie vor, mit Geröllen bis 60 mm  $\phi$ , bestehend aus Gangquarz, verquarztem Vordevonmaterial und grüngrauem Quarzit (36)
- 27,80 m Schluff, tonig, bräunlichgrün bis braun, z. T. hellblaugrün, kalkfrei (37)
- 29,00 m Schluff, tonig, hellblaugrün, violettrot und grünlichbraun gebändert, kalkfrei (38)

Die Schichtenverzeichnisse gleichen einander sehr, wenn auch nicht alle Horizonte parallelisiert werden können. Abweichungen sind wohl eher auf die Art der Probenentnahme als auf starke Unterschiede im Untergrundaufbau zurückzuführen. Die Schichten Nr. 12—14, sowie 17 der Bohrung II dürften den Schichten Nr. 23—26, sowie 28 der Bohrung III entsprechen. Wahrscheinlich gehören die bunten Tone der Schicht 10 in Bohrung I zum gleichen stratigraphischen Horizont wie die Schichten 17 bzw. 28 der Bohrun-gen II bzw. III.

Die Schichten bis 6,80 m (Bohrung II) bzw. 8,00 m Bohrung (III) können aufgrund des Geröllbestandes eindeutig als pleistozäne Terrassen des Mains eingestuft werden. Schwierigkeiten bietet dagegen die stratigraphische Einordnung der tieferen Schichten. Sie enthalten sehr viel vordevonisches Material in frischem, wenig verwittertem Zustand. Deshalb ist ein pliozänes Alter unwahrscheinlich, denn die pliozänen Kiese bestehen nach KINKELIN (1913) und BARTZ (1936, 1950) zu 95 % aus Quarz, meist Milchquarz, daneben aus Quarzit, Sandstein, und Hornstein, weil der Abtragung im Plio-zän eine intensive chemische Verwitterung vorausgegangen ist. Nur KINKELIN erwähnt vereinzelte Funde von „Taunusschiefern“ in Bohrungen bei Hattersheim, die das gesamte Plio-zän durchteuften. NÖRING (1957, Archiv Hlfb 5916/58) stellt ein oberoligozänes Alter der an der Natron-Lithion-Quelle erbohrten Schichten zur Diskussion, indem er sie als Äquivalente der Süßwasserschichten des Mainzer Beckens oder der Niederrödderner

<sup>1)</sup> 1 Rotliegendgeröll (ver kieseltes Holz).

Schichten des Oberrheingrabens betrachtet. MICHELS vertritt die gleiche Meinung. Die in Weilbach erbohrten Kiese unterscheiden sich aber von den oberoligozänen dadurch, daß die letztgenannten überwiegend aus Quarz und Quarzit bestehen und nur wenige Komponenten weicherer, leichter verwitternder Gesteine enthalten. Auch die Ausbildung der schluffigen Lagen, die in Bad Weilbach, z. T. noch deutlich erkennbar, aus wenig verwittertem Zerreibsel vordevonischer Gesteine bestanden, ist nicht sehr typisch für die oberoligozänen Schichten. Möglicherweise sind deshalb die in den Bohrungen der Natron-Lithion-Quelle aufgeschlossenen Schichten noch ins ältere Pleistozän zu stellen. Kiese und Schluffe ähnlicher Ausbildung, die mit Sicherheit pleistozänes Alter haben, sind z. B. als Ablagerungen älterer Taunusbäche in die Kiesterrassen des Mains zwischen Wicker und Hochheim an verschiedenen Stellen eingeschaltet. Die in Bohrung III tiefer als 8 m unter Flur angetroffenen Sande, Kiese und Tone waren frei von Makro- und Mikrofossilien.

Ungeachtet, wie die Schichten an der Natron-Lithion-Quelle wirklich einzustufen sind, ist festzustellen, daß die Schwefel-Quelle und die Natron-Lithion-Quelle innerhalb der tektonisch kompliziert gebauten westlichen Randverwerfung des Oberrheingrabens auf zwei verschiedenen tektonischen Schollen liegen. Stellt man die Schichten an der Natron-Lithion-Quelle in das Altpleistozän, ergäbe sich ein treppenartiger Abbruch, in dem von Westen nach Osten Schollen mit jeweils jüngeren Schichten folgen. Gibt man den diskutierten Schichten ein oberoligozänes Alter, böte sich von Westen nach Osten die tektonische Abfolge: Hochscholle — Zwischengraben — Zwischenhorst — Tiefscholle. Möglicherweise ist der wirkliche tektonische Aufbau noch differenzierter. Die Annahme, daß die Natron-Lithion-Quelle auf einer tektonisch höheren Scholle liegt, gewinnt an Bedeutung durch die Tatsache, daß diese Quelle einen weit höheren Lösungsinhalt hat als die Schwefel-Quelle. Der höhere Lösungsinhalt kann aber auch dadurch erklärt werden, daß das Wasser der Natron-Lithion-Quelle unter der mächtigen Tonüberdeckung besser gegen Verdünnung durch oberflächennahes Grundwasser geschützt ist, als das der Schwefel-Quelle. Für diese Erklärung spricht auch die mit der Tiefe deutlich zunehmende Konzentration der Natron-Lithion-Quelle.

## 4. Hydrogeologische Verhältnisse

### 4.1. Natron-Lithion-Quelle

Von der Natron-Lithion-Quelle liegen aus älterer Zeit nur wenige Angaben vor. FRESSENIUS (1860) gibt eine Schüttung von 0,054 l/s an. Nach Angaben der Bad Weilbacher Natron-Lithion-Quelle GmbH lief die Urquelle im Pavillon bei Beginn der Bohrarbeiten für den Brunnen III mit 0,06 l/s über. Dieser Wert ist beinahe identisch mit dem von FRESSENIUS veröffentlichten. Nach Fertigstellen des Brunnens III hatte die Urquelle einen Überlauf von 0,04 l/s.

Bohrung I lief anfänglich mit 2 m<sup>3</sup>/h (0,55 l/s) artesisch über. Später ging der Überlauf auf 1,2 m<sup>3</sup>/h (0,33 l/s) zurück. Am 5. September 1959 wurde bei einer Probenentnahme durch das Chemische Laboratorium Fresenius eine Schüttung von 0,48 m<sup>3</sup>/h (0,13 l/s)

gemessen. Beim Abpumpen von etwa  $1,5 \text{ m}^3/\text{h}$  ( $0,42 \text{ l/s}$ ) sank der Wasserspiegel auf  $3 \text{ m}$  unter Flur ab. Die jährliche Gesamtentnahme aus dem Brunnen I betrug nach Angaben der betreibenden Firma etwa  $1000 \text{ m}^3$ .

In der Bohrung II lag der Wasserspiegel nach Beendigung der Bohrarbeiten etwa in Flurhöhe.

Beim Niederbringen der Bohrung III wurden vom Bohrmeister die ersten wesentlichen Wasserzutritte bei einer Bohrtiefe von  $9,5 \text{ m}$  vermerkt. Ab  $10,80 \text{ m}$  ging die Schüttung der Urquelle im Pavillon auf  $0$  zurück, wenn grundwasserführende Schichten angetroffen wurden, stellte sich aber in alter Stärke wieder ein, sobald diese Schichten durch die Hilfsverrohrung abgesperrt wurden. Zwischen  $18$  und  $19 \text{ m}$  ist im Bohrbericht ein Gasausbruch (vermutlich Kohlensäure) vermerkt. Nach Anbohren der Kiesschicht bei  $24,60 \text{ m}$  lief das Wasser artesisch aus dem Bohrloch über, als maximale Steighöhe wurde durch Aufsetzen von Bohrrohren  $3 \text{ m}$  über Flur gemessen. Beim Anbohren der Kiesschichten unterhalb  $24,60 \text{ m}$  wurde keine Schüttungsminderung der Urquelle beobachtet.

Während eines Zwischenpumpversuchs am 13. Mai 1968, bei einer Bohrtiefe zwischen  $24,6$  und  $27,5 \text{ m}$ , blieben die Wasserspiegel in den benachbarten Brunnen I und II unbeeinflusst von der Entnahme im Brunnen III. Während dieses Pumpversuchs waren die Schichten oberhalb  $24,6 \text{ m}$  durch eine dichte Hilfsverrohrung abgesperrt.

Nach dem Einbau des Filters und der Abdichtung der oberen Schichten bis  $22,5 \text{ m}$  unter Flur wurde vom 21. bis zum 26. Juni 1968 ein Pumpversuch mit einer Entnahmemenge von  $5 \text{ m}^3/\text{h}$  ( $1,39 \text{ l/s}$ ) ausgeführt.

Abb. 3 gibt das Zeit-Absenkungsdiagramm  $s = f \log(t)$  wieder, Abb. 4 zeigt die Wiederanstiegskurve  $s' = f \log(t')$ . Für die folgenden Überlegungen wird die Wiederanstiegskurve ausgewertet, da die Absenkungskurve nur durch wenige Punkte belegt ist. Aus dem

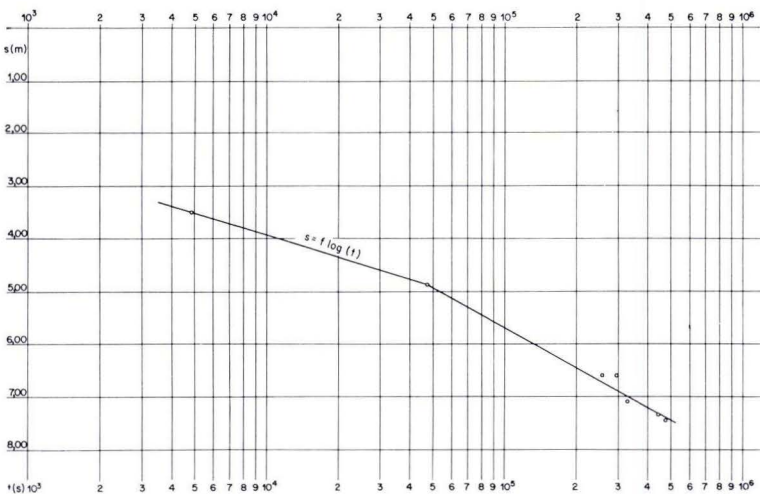


Abb. 3. Pumpversuch im Brunnen III der Natron-Lithion-Quelle.

Wiederanstieg wurden die Formationskonstanten nach THEIS bestimmt (Abb. 5). Die Transmissivität beträgt  $1,84 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ . Da die verfilterten grundwasserführenden Schichten 2,50 m mächtig sind, entspricht der Transmissivität ein Durchlässigkeitsbeiwert von  $7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ . Der Speicherkoeffizient ist  $1,09 \cdot 10^{-4}$ .

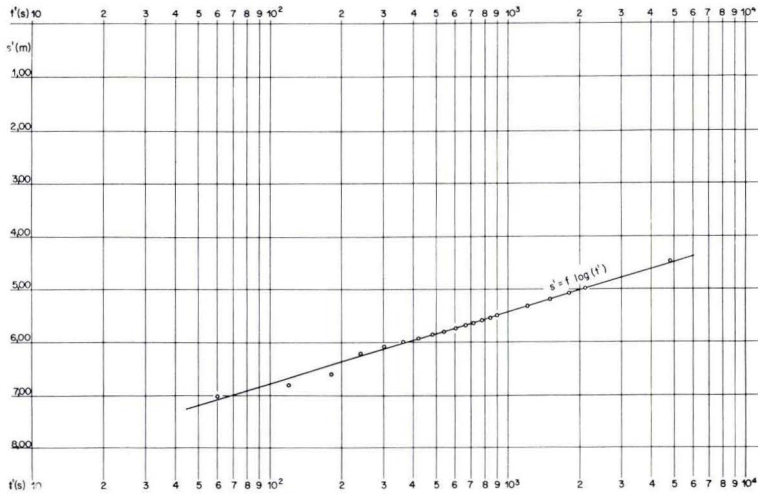


Abb. 4. Pumpversuch im Brunnen III der Natron-Lithion-Quelle (Restabsenkung nach Beendigung des Pumpversuchs).

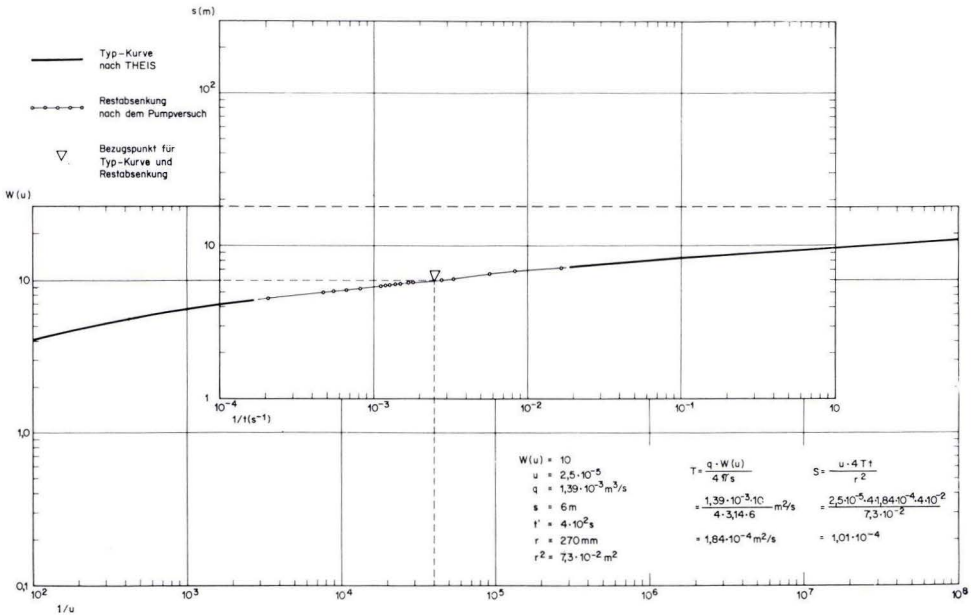


Abb. 5. Pumpversuch im Brunnen III der Natron-Lithion-Quelle (Berechnung der Formationskonstanten).



Tab. 1. Chemische Analysen der Natron-Lithion-Quelle

Analytiker Datum Entnahmestelle	FRESENIUS (1860) Alte Quelle	FRESENIUS 5. 9. 1955 Brunnen I	FRESENIUS <sup>1)</sup> 27. 2. 1961 Brunnen I	FRESENIUS 4. 10. 1966 Brunnen II	FRESENIUS 9. 4. 1968 Brunnen III 8,5 m tief	FRESENIUS 11. 4. 1968 Brunnen III 9,5 m tief
Schüttung (l/s)	0,054 <sup>3)</sup>	0,133 <sup>3)</sup>	0,1 <sup>3)</sup>			
T (° C)	18,8	13,0	12,0	13,0		9,2
Li <sup>+</sup>	mg/l mval mval %	1,10 0,158 0,33	1,18 0,170 0,33	0,90 0,130 0,25	1,66 0,239 0,51	
Na <sup>+</sup>	mg/l mval mval %	985,0 42,83 90,13	1063 46,222 90,50	1070 46,526 90,64	965,3 41,974 89,63	
K <sup>+</sup>	mg/l mval mval %	24,8 0,634 1,33	26,3 0,673 1,32	24,8 0,634 1,24	21,0 0,537 1,15	
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	mg/l mval mval %	4,25 0,236 0,49	1,6 0,089 0,17	2,3 0,128 0,25	2,29 0,162 0,35	
Mg <sup>++</sup>	mg/l mval mval %	20,8 1,710 3,59	22,3 1,832 3,59	22,2 1,826 3,56	20,3 1,669 3,56	
Ca <sup>++</sup>	mg/l mval mval %	39,1 1,951 4,10	41,1 2,051 4,02	40,1 2,001 3,90	44,8 2,236 4,77	
Fe <sup>++</sup>	mg/l mval mval %					2,84 0,101

Cl <sup>-</sup>	mg/l	765	839,8	836,9	757,3	199	316
	mval	21,549	23,656	23,574	21,332	5,605	8,900
	mval ‰	45,26	46,37	46,00	45,50		
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	mg/l	181,0	194,8	197,7	171,3		
	mval	3,768	4,055	4,116	3,566		
	mval ‰	7,91	7,94	8,02	7,60		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg/l	1360	1424	1436	1342,0	525	719
	mval	22,287	23,336	23,533	21,992	8,606	11,782
	mval ‰	46,81	45,69	45,88	46,87		
Summe mval		95,123	102,112	102,492	93,707		
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	mg/l	15,94	14,05	13,9	15,3		
feste gelöste Bestandteile	mg/l	2692,2	3615	3657	3382,3	1427 1164 <sup>b)</sup>	1860 1500 <sup>a)</sup>
CO <sub>2</sub> -frei	mg/l	277	334	260	125,0		113

Analytiker Datum Entnahmestelle	FRESENIUS 10. 5. 1968 Brunnen III 24,6 m tief	FRESENIUS 14. 5. 1968 Brunnen III 27,75 m tief	FRESENIUS 20. 6. 1968 Brunnen III 29,75 m tief	FRESENIUS 26. 6. 1968 Brunnen III 29,75 m tief	FRESENIUS 3. 7. 1968 Brunnen III 29,75 m tief	FRESENIUS <sup>2)</sup> 4. 10. 1968 Brunnen III Pump- versuch nach Ausbau	FRESENIUS 14. 5. 1968 Alte Quelle	THIELICKE 8. 11. 1968 Alte Quelle
Schüttung (l/s)		2,36 <sup>4)</sup>	0,83 <sup>4)</sup>	1,39 <sup>4)</sup>	1,94 <sup>4)</sup>	1,25 <sup>3)</sup>	11,8	
T (° C)			13,0	13,9	14,2	13,0		
Li <sup>+</sup>	mg/l mval mval %/o					1,63 0,235 0,52		1,47 0,21 0,45
Na <sup>+</sup>	mg/l mval mval %/o					937,3 40,770 90,35		958 41,656 89,38
K <sup>+</sup>	mg/l mval mval %/o					19,8 0,506 1,12		20,9 0,530 1,13
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	mg/l mval mval %/o					3,70 0,205 0,45		2,4 0,130 0,28
Mg <sup>++</sup>	mg/l mval mval %/o					19,3 1,588 3,52		21,40 2,285 4,90
Ca <sup>++</sup>	mg/l mval mval %/o					35,9 1,791 3,97		45,81 1,759 3,77
Fe <sup>++</sup>	mg/l mval mval %/o	2,26 0,080	0,53 0,018	0,55 0,019	0,49 0,017	0,46 0,017 0,04	0,37 0,013	0 — —

Cl-	mg/l	485	603	715	713,7	723,0	715,8	607	728,64
	mval	13,661	16,985	20,140	20,104	20,366	20,163	17,098	20,525
	mval ‰			44,34	44,06	44,33	44,75		45,00
SO <sub>4</sub> --	mg/l			174,4	170,2	172,5	174,1		169,2
	mval			3,631	3,543	3,591	3,625		3,522
	mval ‰			7,99	7,76	7,81	8,04		7,72
HCO <sub>3</sub> -	mg/l	1084	1206	1321	1341	1342	1300	1211	1316,4
	mval	17,764	19,763	21,648	21,976	21,992	21,314	19,845	21,572
	mval ‰			47,66	48,17	47,86	47,21		47,29
Summe mval						90,214		92,189	
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	mg/l						14,6		
feste gelöste Bestandteile	mg/l	2480 1948 <sup>§)</sup>	2870 2262 <sup>§)</sup>	3229 2568 <sup>§)</sup>	3249 2578 <sup>§)</sup>	3261 2590 <sup>§)</sup>	3223	2940 2337 <sup>§)</sup>	3218,2 2560 <sup>§)</sup>
CO <sub>2</sub> -frei	mg/l	576	209	283	286	282	283	162	

<sup>1)</sup> Sr<sup>++</sup>: 1,87 mg/l; Ba<sup>++</sup>: 0,20 mg/l;

Al<sup>+++</sup>: 0,007 mg/l; Mn<sup>++</sup>: 0,48 mg/l;

Cu<sup>++</sup>: 0,001 mg/l; Mo<sup>+4</sup>: 0,002 mg/l;

F<sup>-</sup>: 0,44 mg/l; Br<sup>-</sup>: 0,75 mg/l; J<sup>-</sup>: 0,04 mg/l; NO<sub>2</sub><sup>-</sup>: 0,40 mg/l;

NO<sub>3</sub><sup>-</sup>: 0,55 mg/l; HPO<sub>4</sub><sup>--</sup>: 0,06 mg/l; HAsO<sub>4</sub><sup>--</sup>: 0,07 mg/l; HBO<sub>2</sub>: 6,50 mg/l

<sup>§)</sup> NO<sub>3</sub><sup>-</sup>: nicht nachgewiesen; S<sup>--</sup>: nicht nachgewiesen

<sup>§)</sup> Freier Überlauf

<sup>4)</sup> Gepumpt

<sup>5)</sup> Abdampfrückstand

Die Beobachtungen beim Niederbringen der Bohrungen und beim Pumpversuch im Brunnen III beweisen, daß zwischen den verschiedenen übereinanderliegenden mineralwasserführenden Kieshorizonten in der näheren Umgebung der Natron-Lithion-Quelle keine hydraulischen Verbindungen bestehen, daß die trennenden Ton- und Schlufflagen demnach sehr schlecht durchlässig und bis zu einer gewissen Entfernung von der Natron-Lithion-Quelle verbreitet sind. Weil wegen der undurchlässigen Zwischenlagen eine vertikale Wasserbewegung in der näheren Umgebung der Quelle nicht möglich ist, kann die Mineralwasserbewegung im Nahbereich der Natron-Lithion-Quelle nur in horizontaler Richtung erfolgen. Die vertikalen Aufstiegsbahnen für das Mineralwasser müssen oberhalb (vermutlich westlich der Quelle) liegen.

Einen Anhaltspunkt für die ungestörte Ausdehnung der Deckschichten bietet die Tatsache, daß die Wiederanstiegskurve, die in ihrem Verlauf der Absenkungskurve entspricht, bis zum letzten beobachteten Zeitpunkt  $t_1 = 4800$  s eine Gerade bildet. Dies bedeutet, daß der sich ausdehnende Entnahmetrichter mindestens bis zum Zeitpunkt  $t_1$  hydrologisch unveränderte Untergrundverhältnisse antraf.

Die Ausdehnung des Entnahmetrichters  $r_1$  zum Zeitpunkt  $t_1$  berechnet sich nach THEIS zu 314 m. Demnach ist anzunehmen, daß die an der Bohrung herrschenden hydrologischen Verhältnisse bis zu einer Entfernung von rund 300 m um die Natron-Lithion-Quelle unverändert anhalten. Zwar kann eine Reihe von Unsicherheitsfaktoren (Anisotropie des Grundwasserleiters, Mächtigkeitsänderungen, Einfallen der Schichten) nicht sicher ausgeschlossen werden. Da aber die Wiederanstiegskurve durch zahlreiche Punkte belegt ist und in ihrem Verlauf fast mit der THEIS'schen Typkurve identisch ist, kann der obigen Berechnung doch ein hoher Wahrscheinlichkeitswert beigegeben werden.

## 4.2. Schwefelquelle

Die Schüttung der Schwefelquelle betrug, soweit sich aus den wenigen Messungen schließen läßt, 1810—1855 konstant 0,6 l/s (CREVE 1810, FRESENIUS 1856), im Oktober 1967 wurde eine Schüttung von 0,3 l/s gemessen, am 29. März 1968 eine Schüttung von 0,25 l/s. Angaben über die maximale Steighöhen des Wassers der Schwefelquelle fehlen.

## 5. Hydrochemische Verhältnisse

### 5.1. Natron-Lithion-Quelle

Die Natron-Lithion-Quelle führt eine Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit einem merklichen Sulfat- und Erdalkaligehalt. Sämtliche bekannten Analysen sind in Tab. 1 unter Angabe der Äquivalente und Äquivalentprozente aufgeführt<sup>2)</sup>.

Das Wasser ist aus drei Komponenten verschiedener Herkunft zusammengesetzt, die sich anhand der chemischen Analyse deutlich unterscheiden lassen:

<sup>2)</sup> Der Bad Weilbacher Mineralquellen GmbH und dem Chemischen Laboratorium Fresenius, Wiesbaden, wird für die freundliche Genehmigung zur Veröffentlichung der Analysen gedankt.

Der Natrium-Chlorid-Anteil (45—46 mval-%) stammt aus den tiefsten Grundwasserstockwerken. Das Salzwasser steigt an den westlichen Randverwerfungen des Oberrheingrabens auf, die von Nackenheim, Nierstein, über Astheim und Rüsselsheim bis Hofheim streichen und dort die Taunusrandverwerfungen kreuzen. Auf diesen Verwerfungen sind auch an anderen Stellen Natrium-Chlorid-Wässer an der Tagesoberfläche bekannt: bei Trebur und Astheim auf der Oberrheingrabenrandverwerfung, in Wiesbaden, Bad Soden und den anderen Taunusbädern auf der Taunussüdrandverwerfung. Die Frage, ob die Natrium-Chlorid-Wässer von Bad Weilbach aus den Zechsteinsalzagerstätten an der oberen Fulda oder aus tertiären Salzlagerstätten im Oberrheingraben herzuleiten sind, kann zur Zeit noch nicht entschieden werden (MICHELS 1926, KÜHN 1965, HÖLTING 1969).

Die zweite Komponente des Mineralwassers (46—48 mval %) ist ein Alkali-Hydrogenkarbonat-Wasser, das sehr wahrscheinlich einem höheren Grundwasserstockwerk entstammt und durch natürliche Enthärtung aus einem Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Wasser entstanden ist (SCHWILLE 1953, 1955). Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer sind auch an anderen Stellen bekannt, besonders in Rotliegendeschichten (SCHWILLE 1953). Wanderwege für das Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser sind wahrscheinlich ebenfalls die Oberrheingrabenrandverwerfungen.

Aus dem obersten Grundwasserstockwerk, d. h. aus den die Quellen umgebenden älteren Tertiärschichten, dürfte der Sulfat- und Erdalkaligehalt des Wassers herzuleiten sein (7—8 mval %). Die Ionenanteile von Erdalkali und Sulfat sind fast gleich, sie entsprechen mit rund 1,8 mval Magnesium und 2,0 mval Calcium einer Gesamthärte von 10,64° dH. Das Wasser der Natron-Lithion-Quelle nimmt also in seinem chemischen Charakter und nach seiner geologischen Herkunft eine Zwischenstellung zwischen den Natrium-Chlorid-Wässern des Taunusrandes (z. B. Neuer Sprudel, Bad Soden) und den Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässern des Rotliegenden (z. B. Kaiser-Friedrich-Quelle, Offenbach) ein, wie das Diagramm der Anionenverhältnisse deutlich zeigt (Abb. 6). Über die Herkunft des hohen Lithiumgehaltes sowie der übrigen Bestandteile sind bisher keine weitergehenden Aussagen möglich. Auffällig ist der hohe Magnesiumgehalt (Verhältnis Ca/Mg 0,77—1,34). Möglicherweise spielen hier ebenfalls Ionenaustauschvorgänge eine Rolle (SCHWILLE 1961, HÖLTING 1969).

FRESENIUS (1860) berichtet noch von einem schwachen Geruch nach Schwefelwasserstoff. Die neueren Analysen haben in der Natron-Lithion-Quelle keinen Schwefelwasserstoff nachweisen können. Die Beobachtung, daß zwar in der flachen Quelfassung Schwefelwasserstoff auftrat, nicht aber in den Bohrungen, spricht dafür, daß der Schwefelwasserstoff durch eine, vermutlich bakterielle, Reduktion von Sulfaten in den Aufstiegswegen des Mineralwassers entsteht und nicht im mineralwasserführenden Grundwasserleiter. Auch der niedrige Eisengehalt der Bad Weilbacher Mineralwässer spricht gegen stark reduzierende Verhältnisse in den Grundwasserleitern. Nach den Analysen von 1860—1968 sind sowohl Konzentration als auch Zusammensetzung des Wassers der alten Quelle gleichgeblieben.

Die Probenentnahmen mit fortschreitender Tiefe beim Niederbringen der Bohrung III lassen erkennen, daß an der Natron-Lithion-Quelle schon die pleistozänen Schichten in

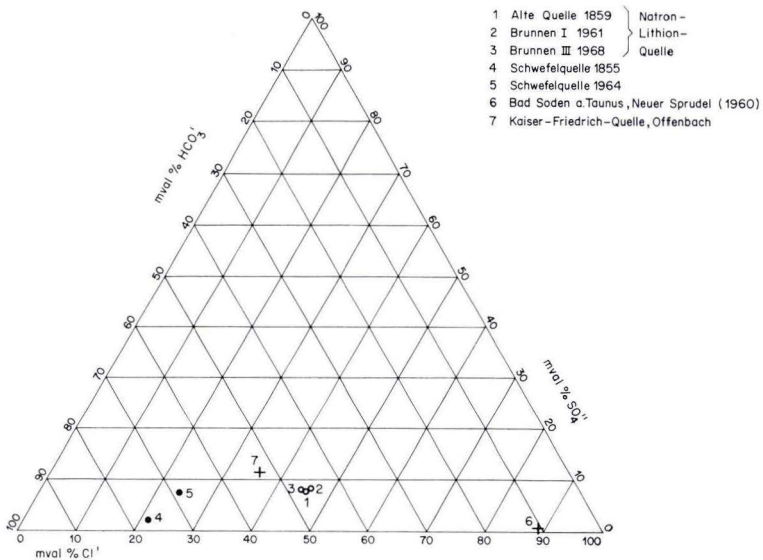


Abb. 6. Anionenverhältnisse.

geringer Tiefe Mineralwasser führen. Die tieferen Sand- und Kieslagen haben zunehmend höheren Lösungsgehalt, wobei der Chloridgehalt mit zunehmender Tiefe stärker ansteigt als der Hydrogenkarbonat-Gehalt. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die Herkunft der einzelnen Mineralwasserkomponenten aus verschiedenen Grundwasserstockwerken (Tab. 2).

Tab. 2. Änderung der Mineralwasserbeschaffenheit mit der Tiefe

Bohrtiefe	8,5 m	9,5 m	24,6 m	27,75 m	nach Ausbau (29 m tief)
$\frac{\text{HCO}_3\text{-mval}}{\text{Cl-mval}}$	1,53	1,32	1,30	1,16	1,06

## 5.2. Schwefelquelle

Das Wasser der Schwefelquelle unterscheidet sich ganz wesentlich von dem der Natron-Lithion-Quelle. Es ist ein Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser, dessen Gesamtlösungsinhalt weniger als halb so groß ist wie der der Natron-Lithion-Quelle, insbesondere ist der Chloridgehalt absolut und relativ gesehen weit niedriger als in der Natron-Lithion-Quelle, und zwar noch geringer als in der Bohrung III bei 8,5 m Tiefe. Neben einem Natrium-Chlorid- und einem Natrium-Hydrogenkarbonat-Anteil, ähnlich wie in der Natron-Lithion-Quelle, ist in der Schwefelquelle ein Erdalkali-Hydrogenkarbonat- und -Sulfatwasser beigemischt, das sehr wahrscheinlich aus dem nor-

malen harten Grundwasser des oberen Grundwasserstockwerks zufließt. Die Schwefelquelle liegt demnach vermutlich etwas abseits der Hauptaufstiegszone des chloridischen Mineralwassers. Auffällig ist der absolut und relativ niedrige Sulfatgehalt. Vermutlich wird das im Wasser gelöste Sulfat in den Aufstiegswegen oder in deren Nähe zu Schwefelwasserstoff reduziert.

Die Schwefelquelle lieferte im Laufe der Zeit recht unterschiedliche Analysenwerte. Darin dürfte sich hauptsächlich der unterschiedliche Zustand der Fassung widerspiegeln, die öfter wegen zusitzenden „Wildwassers“ erneuert werden mußte. Selbst wenn man die Genauigkeit älterer Analysen sehr kritisch betrachtet, sind die großen Unterschiede, z. B. in der Temperatur und im Gesamtlösungsinhalt oder im Chloridgehalt nicht allein in unterschiedlichen Analysenmethoden zu erklären. Auch dürften z. B. die Analysen von JUNG (1830—1853)<sup>3)</sup>, unter sich wohl hinreichend vergleichbar sein, dennoch zeigen sie erhebliche Unterschiede.

## 6. Weitere Mineralwasservorkommen in der Umgebung von Bad Weilbach

Nach KINKELIN (1892) drang auch in dem nahe der Schwefelquelle gelegenen Steinbruch eine schwache schwefelwasserstoffhaltige Quelle empor, die sich jedoch wieder verloren hat. Ein oberflächennahes schwefelwasserstoffhaltiges Grundwasser wird von C. KOCH (1880) und A. STEUER (1907) am Bahnhof Flörsheim erwähnt, es ist heute nicht mehr auffindbar. Auch ältere Presseberichte sprechen von schwefelwasserstoffhaltigen Brunnen in Flörsheim, namentlich in der Nähe des Bahnhofs (SCHNEIDER 1933). NÖRING (1950, Archiv HLFb 6016/4) erwähnt das Vorkommen eines kochsalzhaltigen Wassers mit Schwefelwasserstoffgehalt an dem ehemaligen Eiswerk in Rüsselsheim (R 34 58 46, H 55 40 15, ca. 88 m über NN), am Katholischen Schwesternhaus (R 34 58, 38, H 55 40 01, ca. 88 m über NN) und am Sportplatz (R 34 58 57, H 55 40 56, ca. 86 m über NN). Analysen dieser Wässer liegen nicht vor. Schließlich spricht auch KINKELIN (1892 S. 17) von einem schwefelwasserstoffhaltigen Brunnen an der Station Raunheim, ohne nähere Angaben zu machen. Untersuchungen an verschiedenen noch vorhandenen Brunnen bestätigten jedoch nicht, daß im Stadtgebiet von Flörsheim Mineralwasser aufsteigt: In Flörsheim wurden folgende Brunnen untersucht: 1. Brunnen der Firma Risse (R 34 59 32, H 55 42 95); 2. Brunnen der Bettfedernreinigung Kohl (R 34 59 40, H 55 42 70); 3. Brunnen Weigel (R 34 58 78, H 55 42 42); 4. Brunnen Mitternacht (R 34 59 33, H 55 42 40); 5. Brunnen Fabricius (R 34 59 21, H 55 42 07); 6. Brunnen im Katholischen Schwesternhaus (R 34 59 04, H 55 41 95) und 7. Brunnen in der ehemaligen Städtischen Mälzerei (R 34 59 13, H 55 41 82). Die untersuchten Brunnen hatten zwar alle erhöhte Chloridgehalte (zwischen 57,07 mg pro Liter Nr. 4 und 210,48 mg pro Liter Nr. 5), da gleichzeitig aber sehr hohe Nitratgehalte festgestellt wurden, kann der Chloridgehalt dieser Wässer auch anthropogen, nicht geogen sein. Keiner der untersuchten Brunnen enthielt Schwefelwasserstoff, auch nicht der Brunnen Mitternacht, von dem als einzigem der untersuchten Brunnen sicher bekannt ist, daß er sein Wasser aus tertiären Kiesen entnimmt, die bei der Brunnenbohrung zwischen 12 und 15 m unter Flur unter einer 50 cm mächtigen Tonschicht angetroffen wurden.

<sup>3)</sup> zit. in FRANQUE, 1837.



Tab. 3. Chemische Analysen der Schwefelquelle

Analytiker Datum		CREVE (1810)	JUNG (1830)	JUNG (1834)	JUNG (1835)	KASTNER (1839)	AMSLER (1845)	WILL (1851)	FRESENIUS <sup>1)</sup> (1855)	FRESENIUS <sup>2)</sup> 10. 1. 1964	THIELICKE 8. 11. 1968
Schüttung (l/s)		0,55							0,58		
T (° C)		18,7				13,8	19,0	13,72	13,7	13,4	
Li <sup>+</sup>	mg/l							1,24	0,97	0,84	0,70
	mval							0,178	0,139	0,121	0,100
	mval %							0,79	0,65	0,52	0,44
Na <sup>+</sup>	mg/l	134,0	186,0	331,0	373,0	376,0	258,0	266,0	231,0	234,3	221,9
	mval	5,826	8,087	14,392	16,219	16,349	11,218	11,566	10,044	10,188	9,647
	mval %	38,30	49,69	52,10	54,36	54,03	64,37	50,99	46,50	43,80	42,76
K <sup>+</sup>	mg/l							29,4	32,0	34,8	31,3
	mval							0,752	0,818	0,890	0,800
	mval %							3,31	3,80	3,83	3,55
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	mg/l								0,187	2,31	2,40
	mval								0,104	0,128	0,13
	mval %								0,46	0,55	0,58
Mg <sup>+</sup>	mg/l	77,4	31,0	92,5	95,4	100,0	16,7	61,8	67,2	66,9	65,66
	mval	6,365	2,549	7,606	7,845	8,223	1,373	5,082	5,526	5,502	5,399
	mval %	41,85	15,66	27,55	26,31	27,16	7,86	22,39	25,61	23,64	23,93
Ca <sup>++</sup>	mg/l	60,8	113,2	112,6	115,6	113,0	97,0	102,5	105,2	128,9	130,1
	mval	3,033	5,648	5,618	5,768	5,638	4,840	5,114	5,249	6,432	6,489
	mval %	19,91	34,71	20,35	19,34	18,64	27,77	22,52	24,32	27,64	28,76
Cl <sup>-</sup>	mg/l	150,4	123,9	224,0	247,9	259,5	183,5	185,2	177,5	197,2	186,2
	mval	4,239	3,490	6,309	6,983	7,309	5,169	5,216	4,999	5,554	5,243
	mval %	24,16	21,36	22,74	23,34	36,42	28,69	23,33	21,10	23,96	23,84

SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	mg/l	99,2	31,7	34,8	30,0	31,6	35,0	20,6	21,4	82,0	112,2
	mval	2,065	0,659	0,724	0,624	0,657	0,728	0,428	0,445	1,707	2,335
	mval ‰	11,79	4,04	2,59	2,07	3,29	4,05	1,92	2,11	7,35	10,62
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg/l	687	744	1264	1361	739	740	1020	999,7	967,2	879,6
	mval	11,258	12,192	20,714	22,304	12,110	12,127	16,715	16,383	15,850	14,415
	mval ‰	64,16	74,60	74,63	74,56	60,34	67,31	74,74	76,79	68,26	65,55
Summe	mval	32,786	32,625	55,363	59,743	50,286	35,518	45,051	43,707	46,374	44,558
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	mg/l								14,4	18,6	16,5
feste gelöste Bestandteile	mg/l	1439	871 <sup>3)</sup>	1450 <sup>3)</sup>	1588 <sup>3)</sup>	1615	992 <sup>3)</sup>	1240,0 <sup>3)</sup>	1143,0 <sup>3)</sup>	1737	1624,5
CO <sub>2</sub> -frei	mg/l	304					269	102	182,5	197,6	149,6
H <sub>2</sub> S-frei	mg/l									3,327	6,06

<sup>1)</sup> Sr<sup>++</sup>: 0,057 mg/l; Ba<sup>++</sup>: 0,69 mg/l

<sup>2)</sup> Fe<sup>++</sup>: 0,06 mg/l; Mn<sup>++</sup>: 0,06 mg/l; HPO<sub>4</sub><sup>--</sup>: 0,10 mg/l; HS<sup>-</sup>: 3,24 mg/l

<sup>3)</sup> Abdampfrückstand

Wenn auch in Flörsheim keine Mineralwasseraufstiege bis zur Erdoberfläche nachgewiesen werden konnten, sind doch im tieferen Untergrund Mineralwässer verbreitet, die von den Oberrheingrabenrandverwerfungen aus in die umgebenden Gesteine eindringen und örtlich die Sandlagen an der Basis der Oligozänschichten erfüllen. MICHELS (zit. in THEWS 1969) beschreibt eine Bohrung in der Chemischen Fabrik Nördlinger, Flörsheim, die in sandig-kiesigen Lagen an der Basis der Oligozänschichten Mineralwasser ange-troffen hat. LEPLA & STEUER (1923) erwähnen zwei Bohrungen in Hochheim (Mälzerei v. Schwanitz und von Schlemmer'sche Malzfabrik), die in ähnlicher geologischer Position Mineralwasser erschlossen haben. Im Jahre 1965 wurde in der Geflügelmästerei Kohl (R 34 58 37, H 55 42 82) eine 105 m tiefe Bohrung niedergebracht, die ein Wasser mit einem hohen Chloridgehalt führt (91,16 mg/l Chlorid-Ion). Der niedrige Natriumgehalt (31,8 mg/l) sowie die hohen Nitrat- und Sulfatgehalte (116,3 mg/l und 209 mg/l) be-rechtigen jedoch zu der Annahme, daß dieser Brunnen im wesentlichen ein anthropogen beeinflusstes Grundwasser aus dem oberen Stockwerk fördert.

## 7. Zusammenfassung

Die Schwefelquelle in Bad Weilbach ist durch einen etwa 5 m tiefen Schacht, vermutlich in Kalksteinen der Hydrobienschichten, gefaßt. In der Nähe des ehemals natürlichen Aus-tritts der Natron-Lithion-Quelle stehen drei Bohrbrunnen bis zu 29 m Tiefe, aus denen heute das Mineralwasser gewonnen wird. Das Mineralwasser zirkuliert in sandig-kiesigen Lagen, die zwischen tonig-schluffige Schichten eingeschaltet sind und vermutlich pleisto-zänes Alter haben. Mit wachsender Tiefe nimmt der Lösungsinhalt des Wassers stark zu. Im Mineralwasser lassen sich eine Natrium-Chlorid-, eine Natrium-Hydrogenkarbonat- und eine Erdalkali-Sulfat-Komponente unterscheiden, die wahrscheinlich verschiedenen Grundwasserstockwerken entstammen. In der Schwefelquelle ist eine stärkere Beimengung von oberflächennahem Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Wasser anzunehmen. Als Wander-wege und Aufstiegsbahnen für das Mineralwasser dienen die Verwerfungen, die den Ober-rheingraben im Westen begrenzen.

## Schriftenverzeichnis

- AMBURGER, J. A.: J. A. AMBURGERS Versuche mit dem Rheingauer Stahlwasser, dann mit dem Schwefelwasser zu Weilbach (unweit Mainz) und dem Sauerwasser zu Oberlahnstein. Mainz 1786.
- BARTZ, J.: Das Unterpliozän in Rheinhessen. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **25**, S. 121—228, 8 Abb., Stuttgart 1936.
- Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 201—243, 2 Taf., 3 Abb., Wiesbaden 1950.
- CREVE, C.: Beschreibung des Gesundbrunnens Weilbach im Herzogthum Nassau. S. 1—188, 1 Kte., Wiesbaden 1810.
- FRANQUE, R.: Die Heilquellen des Herzothums Nassau im Jahre 1836. — Jb. f. Deutschl. Heil-quellen und Seebäder, **2**, S. 305—392, Herausgeg. von C. v. Graefe u. M. Kalisch, Berlin 1837.

- FRESENIUS, R.: Chemische Untersuchung der wichtigsten Mineralwasser des Herzogthums Nassau. V. Die Mineralquelle zu Weilbach. — Jb. Ver. Naturk. Herzogthum Nassau, **11**, S. 145—187, Wiesbaden 1856.
- Chemische Untersuchung der wichtigsten Mineralwasser des Herzogthums Nassau. VII. Die neue Natronquelle zu Weilbach. — Jb. Ver. Naturk. Herzogthum Nassau, **15**, S. 124—138, Wiesbaden 1860.
- HÖLTING, B.: Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**, 13 S., 12 Abb., Wiesbaden 1969.
- KINKELIN, F.: Die Pliocänschichten im Unter-Mainthal. — Ber. senck. naturf. Ges. 1884—1885, S. 200—234, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1855.
- Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südrückens des Taunus. — Abh. geol. Spec.-Kte. Preuß. u. thür. Staat., **9**, (4), S. 1—302, 12 Abb., 2 Ktn., Berlin 1892.
- Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliozänsees in der Wetterau und im Untermainthal bis zum Rhein. — Abh. senck. naturf. Ges., **31**, S. 199—238, 2 Abb., 1 Kte., Frankfurt a. Main 1913.
- KOCH, C.: Geol. Spec.-Kte. Preuss. u. thür. Staat., Lfg. **15**, Bl. Hochheim mit Erl., Berlin 1880.
- KÜHN, R.: Beitrag zur geochemischen Beurteilung der Wiesbadener Thermen nach den Gehalten an Br, Rb und Cs. — Kali und Steinsalz, **4** (6), S. 204—207, Essen (Glückauf) 1965.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, Wiesbaden 1969.
- LEPPLA, A. & STEUER, A.: Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesst., Lfg. **15**, Bl. Hochheim-Raunheim, 2. Aufl., 64 S., Berlin 1923.
- MICHEL, F.: Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. — Natur u. Museum, 56. Ber. senckenbg. naturf. Ges., **8**, S. 225—238, Frankfurt a. Main 1926.
- OSANN, E.: Physikalisch-medizinische Darstellung der bekannten Heilquellen der vorzüglichsten Länder Europas. Berlin (F. Dümmler) 1841.
- SCHNEIDER, PH.: Gewässer und Quellen in der Flörsheimer Gemarkung. — Flörsheimer Ztg., 15. 10. 1933.
- SCHWILLE, F.: Natriumhydrogencarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 314—335, Wiesbaden 1953.
- Ionenumtausch und der Chemismus von Grund- und Mineralwässern. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 16—22, 1 Tab., 2 Abb., Hannover 1955.
- Die Mineralquellen des Mittelrheingebietes. — Deutsch. gewässerkundl. Mitt., **5** (5), S. 110—117, 7 Abb., Koblenz 1961.
- STEUER, A.: Bodenwasser und Diluvialablagerungen im Hessischen Ried. — Notizbl. Ver. Erdk., (IV) **28**, S. 49—94, Darmstadt 1907.
- STIFFT, C. E.: Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau. Wiesbaden 1831.
- THEIS, C. V.: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. — Am. Geophys. Union Trans., 16th Ann. Mtg., pt. 2, p. 519—524, 1935.
- THEWS, J. D.: Hydrogeologie. In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, Wiesbaden 1969.
- WENZ, W.: Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (IV) **32**, S. 150—284, 4 Abb., 1 Tab., Darmstadt 1911.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	56	HORST FALKE- Festschrift	S. 214-227	5 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden 1970
-----------------------------------	----	-----------------------------	------------	--------	--------	-------------------

# Zur Geologie von Rio Grande do Sul/Brasilien und seiner Amethyst- und Achatvorkommen

Von

HERMANN BANK, Idar-Oberstein \*)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

*Kurzfassung:* Regionalgeologisch besteht Rio Grande do Sul in Südbrasilien z. T. aus Einheiten des alten brasilianischen Küstenschildes und z. T. aus solchen des Parana-Beckens. In einem 1. Teil werden die stratigraphischen Verhältnisse mit ihren petrographischen und paläontologischen Gegebenheiten geschildert und ihre regionale Verbreitung in einer Übersichtskarte dargestellt. Im 2. Teil werden primäre Vorkommen von Amethysten und Achaten in ihrer Beziehung zu den geologischen Verhältnissen angeführt und gelangen zusammen mit den sekundären Vorkommen ebenfalls in einer Übersichtskarte zur Darstellung.

## I n h a l t

1. Einleitung . . . . .	214
2. Zur Geologie von Rio Grande do Sul . . . . .	215
3. Vorkommen vom Amethyst und Achat . . . . .	220
Schriftenverzeichnis . . . . .	226

### 1. Einleitung

Während in vielen Teilen Brasiliens schon unmittelbar nach der Entdeckung (im Jahre 1500) im 16. Jahrhundert eine ganze Reihe verschiedenartiger Edelsteinvorkommen bekannt geworden sind und auch abgebaut wurden, fand man Vorkommen von Achaten und Amethysten, die inzwischen teilweise zu den wichtigsten auf der Erde geworden sind, erst im 19. Jahrhundert in Rio Grande do Sul. Dabei sind die Vorkommen von Achaten auf den genannten Staat Brasiliens beschränkt (sie gehen weiter nach Süden auch nach Uruguay in gleicher geologischer Position), Amethystvorkommen gibt es auch in

---

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. Bank, 658 Idar-Oberstein 2.

Bahia, Minas Gerais und Ceará (v. FREYBERG 1934, v. KALMBACH 1938, BANK 1969). Über Vorkommen von Achat in Rio Grande do Sul berichtete WEISS (1830) nach Briefen von SELLOW aus dem Jahre 1826 über Reisen von 1821—1825 an den Minister von ALTENSTEIN. Zur Geologie von Rio Grande do Sul liegen u. a. Arbeiten vor von v. HUENE (1928) von v. HUENE & STAHLCKER (1931) und speziell von MARTINS (1952), weiterhin die Geologie von Brasilien von OLIVEIRA & LEONARDOS (1940) und von GUIMARAES (1964) außerdem von LEINZ (1946, 1948, 1949), GORDON (1947) u. a. Von MARTINS liegt eine geologische Karte vor und die geologische Übersichtskarte von Brasilien (Mapa Geologico do Brasil 1960, Maßstab 1 : 5 000 000).

Im folgenden sollen die geologischen Verhältnisse in Rio Grande do Sul und die dortigen Amethyst- und Achatvorkommen beschrieben werden.

## 2. Zur Geologie von Rio Grande do Sul

Das beherrschende regionalgeologische Element Südbrasilien ist das Parana-Becken, das sich von São Paulo über Parana, Santa Catarina und Rio Grande do Sul bis nach Uruguay hinzieht. Aber in Rio Grande do Sul sind im Küstenbereich auch Teile des alten brasilianischen Schildes, des orogenen Kerns Brasilien, vertreten.

2.1. *S t r a t i g r a p h i s c h* treten in Rio Grande do Sul, wie der Tab. 1 zu entnehmen ist, folgende Einheiten auf:

2. 1. 1. Der *k r i s t a l l i n e G n e i s k o m p l e x*, der ins Archaikum gestellt wird. Darin sind intrusive Granite und pegmatitische Gänge enthalten. Durch eine Diskordanz von dieser liegendsten Einheit getrennt, folgt die

2.1.2. Serie *P o r o n g o s*, vorwiegend aus Phylliten, Quarziten, Kalken und Marmoren zusammengesetzt, die dem Algonkium zugerechnet wird.

Diskordant über diesem Präkambrium und unter sicherem Permokarbon beobachtet man die

2.1.3. *F o r m a ç ã o M a r i c á* mit Quarzporphyren, die unter Vorbehalt ins Kambrosilur gestellt werden, wonach die Quarzporphyre dem Magmatismus der kaledonischen Orogenese zugeordnet werden. Neben Quarzporphyren treten als Ausdruck des Vulkanismus auch Tuffe und vulkanische Gläser auf.

2.1.4. Die Serie *C a m a q u ã* umfaßt petrographisch Konglomerate und Sandsteine und wird teilweise ins Kambrosilur, teilweise ins Devon eingeordnet.

2.1.5. Das darüber liegende *K o n g l o m e r a t v o n S e i v a l* gehört evtl. ins Karbon.

Darüber beginnen die sogenannten *G o n d w a n a - S e r i e n*, die gleichzeitig den Beginn der Hauptsedimentation im Parana-Becken darstellen. Die älteste Einheit dieser Gondwana-Serien bildet die

2.1.6. Serie *T u b a r ã o*, deren Basalgruppe

2.1.6.1. *I t a r a r e* maximal 50 m mächtig wird und stratigraphisch ins Permokarbon eingestuft und mit der Dwyka-Serie Südafrikas, der ältesten der Karroo-Formation parallelisiert wird. In Form von Tilliten und Warviten zeigt sie typische Vereisungsspuren. Paläophytologisch sind Funde von *Glossopteris* und *Gangamopteris* erwähnenswert. Neben rein glazialen Bildungen werden auch fluviatil-lagunäre (Konglomerate und Sandsteine) wie geringe marine Einschaltungen (Kohlenschiefer und Sandsteine mit *Orbiculoidea*, *Lingula* und *Aviculopecten*) beobachtet.

Über dieser früher als eigene Serie betrachteten Basalgruppe folgen:

2.1.6.2. Die Gruppe *R i o B o n i t o* (maximal 80 m mächtig) aus gelben und aschenfarbigen Sandsteinen mit Kohlenlagen und dunklen Schiefertönen.

2.1.6.3. Die Gruppe *P a l e r m o* nimmt den hangenden Teil der Serie Tubarão ein und besteht vorwiegend aus hellen und grauen Schiefertönen mit sandigen Einschaltungen, äußerst selten auch kalkigen und kieseligen Konkretionen.

In der gesamten Tubarão-Serie sind an Pflanzenresten besonders Pteridophyten und Pteridospermen (*Lepidodendron*, *Knorria*, *Lepidophloios*, *Sigillaria*, *Schizoneura*, *Gangamopteris*, *Glossopteris*, *Cordaites*) sowie versteinerte Coniferenhölzer (*Dadoxylon*) gefunden worden.

Die Rio Bonito- und Palermo-Gruppe scheinen in etwa der Eccla-Formation der Karroo Südafrikas gleichzusetzen sein.

2.1.7. Die Serie *P a s s a D o i s* repräsentiert das eigentliche Perm und gliedert sich in

2.1.7.1. die Gruppe *I r a t i* (maximal 100 m mächtig), die vorwiegend aus dunklen Schiefertönen (z. T. stark bituminös und zum Schwelen wirtschaftlich verwendet, wobei nach der Destillation ca. 10% Öl erzielt werden) besteht und zum Hangenden größere Kalkeneinschaltungen enthält, die wirtschaftlich für die Zementherstellung genutzt werden.

Die stratigraphische Einstufung ist mit Hilfe von *Mesosaurus brasiliensis* MCGREGOR gesichert.

2.1.7.2. Die Gruppe *E s t r a d a N o v a* (maximal 55 m mächtig) besteht aus nicht bituminösen Schiefertönen, dunkelaschgrau, teilweise sandig und Kieselkonkretionen und Kalklagen enthaltend. Die in manchen Teilen des Parana-Beckens paläontologisch gut gliederbare Gruppe ist in Rio Grande do Sul ziemlich eintönig und führt nur verkieselte Hölzer (*Dadoxylon* und *Credoxylon*). Sie kann ungefähr mit der unteren Beaufort-Serie der Karroo-Formation Südafrikas parallelisiert werden.

2.1.8. Die Serie *S ã o B e n t o* vertritt die Trias und gliedert sich in die

2.1.8.1. *R i o d o R a s t o*-Gruppe (z. T. auch als Santa Maria bzw. Rio Pardo angegeben), die durch rote Sandsteine und Schiefertone gekennzeichnet ist, in die konglomeratische Lagen und Kalklinsen eingeschaltet sind. In dieser Serie wurden reiche Funde an Sauriern gemacht, die vor allem von v. HUENE (1931) bearbeitet wurden. Größtenteils wurden von ihm selbst *Pseudosuchia*, *Saurischia*, *Dycinodontia*, *Cynodontia*, *Rhynchocephalia* und *Cotylosaurier* in Aufschlüssen bei Santa Maria, S. Pedro und Candelaria aus-

Tab. 1. Stratigraphische Einheiten in Rio Grande do Sul

	MARTINS (1952)			Geologische Karte Brasiliens 1960		Mäch- tig- keit m	Petrographische Ausbildung	Paläont. Inhalt	
	Formation	Abteilung	Gruppe	Formation	Abteilung oder Gruppe			Fauna	Flora
Käno- zoikum	Quartär Tertiär?	Holozän Pleistozän Pliozän	Sande und Wüstensedimente	QUARTAR	Alluvionen Dünen Terrassen	?	Sande, Kiese	Notungulata Pterisso- dactyla	
Meso- zoikum	Kreide	Serie Santa Tecla?		KREIDE	S. Santa Tecla	?	Schiefertone, Sdst.		
	Jura?	São Bento	Lavadecken	TRIAS	F. Botucatú	950	Vulkanite		Verstein. Hölzer  <i>Osmundites</i>
	Trias		Botucatú		F. Santa Maria	400	Sandsteine		
	Rio d. Rasto — Santa Maria				380	rote Sandsteine, Tone, Konglomerate	Pseudo- suchier etc.		
Paläo- zoikum	Perm	Passa Dois	Estrada nova	PERM	S. Passa Dois	55	Schftone sandig dunkle Schftone u. Kalk z. T. bituminös	<i>Mesosaurus brasiliensis</i>	Verstein. Hölzer
			Irati			100			
	Permo- karbon	Tubarão	Palermo	KARBON	S. Tubarão	120	Schftone m. sdg. Einlagerung		Glossopt.
			Rio Bonito			80	Sdst., Schftone., Kohle		
	Karbon?		Itararé			50	Tillite, Warvite		
		Kgl. v. Seival	?	Konglomerat					
Devon?	Serie Camaquã		KAMBRO- ORDOVIC.	S. Camaquã	?	Kgl. Sandsteine Quarzporphyre, Tuffe,			
Kambro- ordovic.	Serie Marica			S. Marica					
Azoi- ikum	Algonkium Archaikum	Serie Porongos Kristallinkomplex		ARCHAI- KUM	S. Porongos Gneiskomplex	?	Phyllit, Quarzit, Marmor Gneis, Granit		



gegraben. Zusammen mit der Fauna wurden auch verkieselte Hölzer (*Dadoxylon* und *Osmundites*) bei Rio Pardo gefunden.

2.1.8.2. Darüber folgt der *Botucatu-Sandstein*, der von Torres im Osten bis zur uruguayischen Grenze bei Livramento die Unterlage der großen Lavadecken bildet, die die Serra Geral aufbauen. Die vermutlich äolisch abgelagerten Sandsteine bestehen vorwiegend aus Quarzsand, sind typisch schräg geschichtet und von grauer, roter und Cremefarbe. MARTINS (1952) gibt für sie 50—120 m Mächtigkeit an, sonst sind 80—400 m bekannt. Sie besitzen eine deutliche Bankung und sind sehr fossilarm bis fossilleer. Sie entsprechen in etwa der Stormberg-Serie der Karroo (Kavernensandstein).

2.1.8.3. Lavadecken bzw. *Lavaserien der Serra Geral*. Die für die Betrachtung der Amethyst- und Achatvorkommen in Rio Grande do Sul wichtigste Einheit sind gewaltige Lavadecken bzw. Lavaserien, die stratigraphisch in das Hangendste der Trias gehören und möglicherweise noch in den Jura (Lias) hineinreichen, was aber mangels eines stratigraphischen Bezugsniveaus bisher nicht zu entscheiden ist. Das über den Lavadecken nächst jüngere stratigraphische Glied gehört in die Kreide<sup>1)</sup>, während sicherer Jura bisher nicht beobachtet wurde, so daß also eine Sedimentationslücke klafft.

Bei den „Lavadecken“ handelt es sich um mehrere Ströme und Decken magmatischer Gesteine, die durch Sedimentzwischenlagen von einander getrennt sind. Daher spricht man wohl besser von einer Lavaserie, ähnlich den Verhältnissen im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes speziell im Raum Idar-Oberstein. Die Lavaserie liegt z. T. diskordant auf dem Untergrund, der, wie schon angeführt, größtenteils der Botucatu-Sandstein ist. Wo dieser gelegentlich fehlt, erfolgt die Auflagerung auf die Santa-Maria-Schichten (entsprechen den Rio do Rasto-Schichten).

Diese riesigen flächenhaften Ergüsse werden nach analogen Bildungen in Indien (die auch fast gleichalt sind und ebenso die ebenfalls fast gleich alten Dolerite der Karroo-Formation Südafrikas) als Trapps bezeichnet.

Bei Santa-Maria sind z. B. 7 verschiedene Einschaltungen zu beobachten. v. HUENE & STAHLCKER (1931) beschreiben, daß man dort zwischen zwei „Lavaflüssen“ ein 15—30 cm mächtiges hochrotes Sandsteinband findet, das durch den darauf liegenden „Melaphyr“ glashart gefrittet sei, aber nur in den obersten Zentimetern. Der darunter liegende „Melaphyr“ sei stark zersetzt und von breiten Erkaltungsrissen in E-W Richtung durchzogen. Diese Risse seien mit Sandstein von horizontaler Schichtung gefüllt, die sich nach unten verzweigen und immer dünner werden. Sie sehen aus wie Sandstein„gänge“. Diese Beobachtung, die auch der Verfasser in mehreren Fällen machen konnte, ist nicht einmalig sondern sehr häufig und beweist, daß jeweils zwischen den einzelnen Eruptionen einige Zeit verstrich, in der die Verwitterung und Zersetzung von der Oberfläche her tiefgründig vonstatten ging und ebenso Sedimentation erfolgen konnte, indem Sand in die Spalten und Unebenheiten eindrang und zwar bis in die feinsten Verzweigungen des tiefgründigen Spaltensystems. Der nächste Lavafluß hat diese Sandlagen dann bis in gewisse Tiefe gefrittet.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Die jüngeren Schichtglieder werden als Post-Gondwana-Formationen zusammengefaßt.

<sup>2)</sup> Ähnliche Erscheinungen sind auch in Lavadecken des Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets beobachtet worden. (z. B. Roter Berg bei Sien.)

Die Gesamtmächtigkeit aller Decken wird auf ca. 1000 m geschätzt (andere Autoren sagen maximal 950 m) und zwar bei Torres ganz im Osten.

Entsprechend dem Generaleinfallen des Paranabeckens zeigen in diesem Teil auch die Lavadecken ein leichtes Einfallen nach W bzw. NW. Vulkanoklastische Sedimente wurden bei Iria beobachtet und als mögliche Ersterscheinungen des Vulkanismus gedeutet.

Auch sind eine ganze Reihe von Sills und Dykes in den tieferen Decken wie auch in älteren Sedimentgesteinen zu finden. Lokal sind auch schon kleinere Decken in den tieferen Triasschichten beobachtet worden, aber die Haupteruption und die Hauptdeckenbildung fand erst in der Obersten Trias statt.

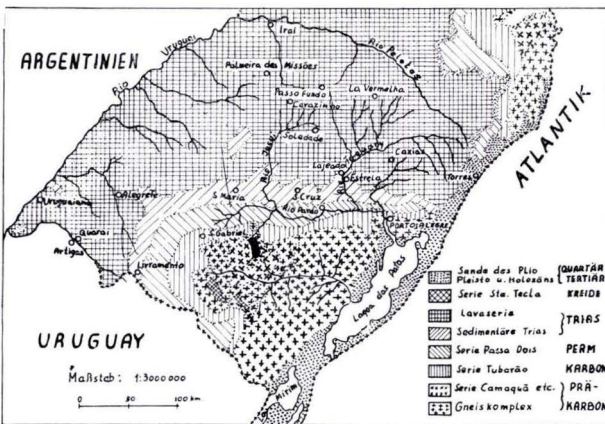


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte von Rio Grande do Sul.

Die geologische Übersichtskarte (Abb. 1) zeigt die Verbreitung der angeführten stratigraphischen Einheiten. Bei den Lavadecken der Serra Geral sind zwischen dem heutigen Serrarand und dem heutigen kristallinen Grundgebirge Rio Grande do Suls einige Zeugenberge triassischer Sedimente mit Vulkaniten auf dem Top zu finden. Dies besagt, daß posttriadisch das heutige Relief durch Erosion zustandekam und die Lavadecken ursprünglich bis an den Westrand des damaligen kristallinen „Küsten“gebirges gereicht haben dürften (Nach v. HUENE & STAHLCKER (1931) Zeugenberge südlich Taquara und bei Porto Alegre).

Die Lavadecken werden petrographisch als basaltische Effusiva (Diabase und Basalte) nach der geologischen Übersichtskarte angegeben. MARTINS sagt, daß es sich um Basalte, speziell um „Diabase“, handle. Nach seinen Angaben werden die Decken zum Hangenden hin saurer. Gleichzeitig gibt er an, daß die Vulkanite mineralogisch ziemlich einheitlich sind und aus Plagioklas (An-Gehalt 50—70, also Labrador) und Pyroxen (Augit und Pigeonit) als Hauptgemengteilen sowie Magnetit, Magnetoilmenit und selten Apatit als Akzessorien bestehen sowie aus glasiger Mesostasis ( $n = 1.54$  bzw.  $1.57$ ). In diesen Vulkaniten ist häufig poröse Textur zu finden und die ehemaligen Hohlräume sind mit Mineralneubildungen gefüllt.

### 3. Vorkommen von Amethyst und Achat

Die Lavadecken sind die wichtigsten Träger von Amethysten und Achaten als primäre Vorkommen. Während die Zentralteile der einzelnen Lavadecken in der Regel sehr wenig porös sind und oft zwiebelschalige Absonderung zeigen, sind in den liegenden und hangenden Teilen als Ausdruck der nach oben und unten hin erfolgenden Entgasung Mengen von Hohlräumen zu erkennen (poröses Gefüge oder poröse Textur), die häufig in einer bestimmten Richtung angeordnet sind und damit die Fließrichtung andeuten (als Fluidaltextur bekannt). Sehr häufig sind diese ursprünglichen Hohlräume später mehr oder weniger vollkommen mit zirkulierenden Lösungen gefüllt worden, was zu den sogenannten mandelsteinartigen Texturen führt. Ist die Füllung vollständig, so spricht man von Mandeln (i. a. bei Achaten), verbleibt im Innern ein Hohlraum, in den die Spitzen von Makrokristallen hineinragen, so bilden sich Drusen (Abb. 2).

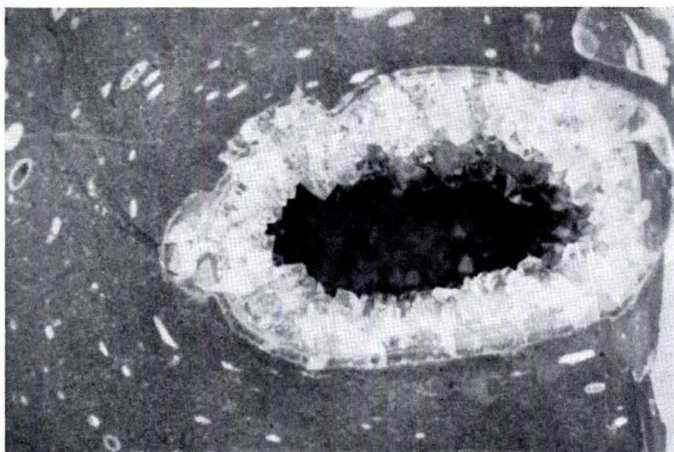


Abb. 2. Amethyst-Druse.

Das ist die Art des häufigsten Auftretens von Amethysten in Rio Grande do Sul.

Sehr häufig sind auch Kombinationen zu finden, indem sich im äußeren Teil der Druse wie bei der Mandel Achat befindet und im Inneren Amethyst. Bisweilen trifft man auch Stücke, bei denen mehrere Achatlagen mit mehreren Lagen makrokristalliner Quarze (meist in Form von Amethyst) abwechseln. Besonders begehrt sind Achate, bei denen ebenflächige verschieden gefärbte oder färbbare Lagen auftreten (Sardsteine). Diese bezeichnet man ihrem Hauptauftreten entsprechend als Uruguay-Achate. Sie werden für Gemmen benötigt.

Gelegentlich treten auch seltsame Formen auf, wie die Abb. 3 in Kreuzform zeigt.

Innerhalb der Lavaserie sind die mandelsteinreichen Zonen diejenigen, die von der Verwitterung am leichtesten angegriffen werden, da die Lösungen in ihnen die günstigsten Wanderbedingungen besitzen. Daher bilden solche Verwitterungszonen einerseits die beliebtesten Ansatzpunkte für den Abbau primärer Achat- und Amethystvorkommen, da man in ihnen die Stücke relativ leicht und ohne Sprengung gewinnen kann, und anderer-

seits sind sie auch das Ausgangsmaterial für die sekundären Vorkommen; denn bei der Verwitterung werden die relativ resistenten Achate angereichert, während die übrigen Komponenten der mandelsteinreichen Vulkanite praktisch völlig zerstört und in festem



Abb. 3. Achat in Kreuzform

oder gelöstem Zustand weggeführt werden. Es bleiben die Achatmandeln übrig, die von den Bächen und Flüssen wegtransportiert und in Vertiefungen des Bach- und Flußbettes in Form von Seifen sedimentiert werden.

Neben Achaten und Amethysten findet man als Komponenten der Mineralparagenesen der Drusen vor allem auch Zeolithe u. a. Apophyllit, Desmin, Heulandit, Skolezit u. a.

### 3.1. Amethystvorkommen

Amethyste treten in genetisch verschiedenen Typen in Brasilien auf, BRÜCMANN (1778) erwähnt schon Amethyst aus Brasilien, BRARD (1822) schreibt auf S. 256: Die schönsten Amethyste finden sich in Ceylon, B r a s i l i e n und Sibirien, MAWE (1818), ESCHWEGE



Steine, die also in der Umgebung von Palmeira gefunden werden, viel stärker durch unregelmäßige Farbverteilung, durch Farbflecken, durch Anwachsstreifen, gekennzeichnet und daher viel schwieriger zu kalkulieren und zu bearbeiten.

3.1.1. Aus der Region von Palmeira sind als Fundpunkte anzuführen:

- 1) Planalto
- 2) Farinhas
- 3) Laranjeiras
- 4) Rodeio Bonito
- 5) Cascalho bei Irai.

Von der 2. vorher erwähnten Region

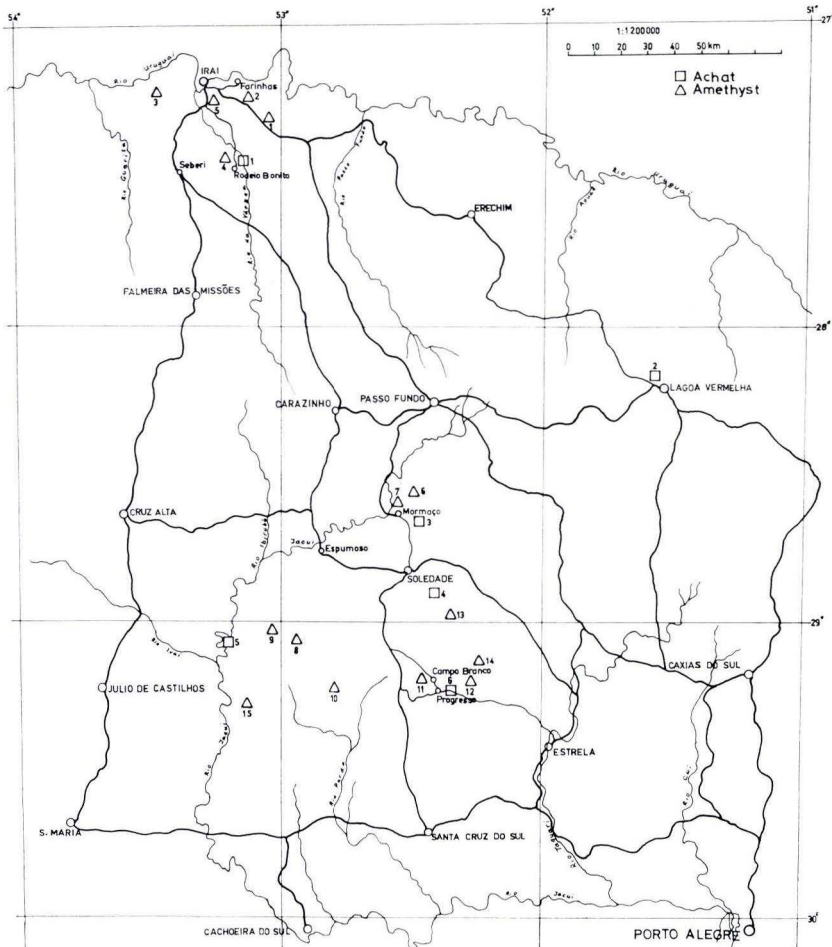


Abb. 5. Vorkommen der Palmeirt- und Serra-Amethyste.

3.1.2. von der Serra sind bisher als Fundpunkte, die abgebaut werden, bekannt geworden:

- 6) Ibirapuita
- 7) Mormaço
- 8) Tunas
- 9) Jacuizinho
- 10) Lagoa
- 11) Campo Branco
- 12) Firqueta (beste Qualität)
- 13) Fontoura Xavier (Rincão Nossa Senhora)
- 14) Fão
- 15) Rio Jacuizinho

Diese Fundpunkte sind in Abb. 5 dargestellt.

Außerdem sind

- Barros Casal südl. Soledade
- Villa Ernestina zw. Passo Fundo und Soledade
- b. Lajeado und
- b. Marques de Souza

erwähnenswert.

Alle diese Vorkommen haben im Laufe der Zeit eine Menge von Amethysten geliefert. Gewisse Amethyste, oft solche, die grünlich-violett aussehen und daher als Schmuckamethyste nur von absolut untergeordneter Bedeutung wären, lassen sich durch Erhitzen auf ca. 420° C in gelbe Citrine (im Handel als „Goldtopase“ bezeichnet) „umwandeln“. Diese werden „Brennsteine“ genannt.

### 3.2. Achatvorkommen

Über die Entstehung des Achats sind die verschiedensten Theorien entwickelt worden, so von HAIDINGER (1848), NOEGGERATH (1849) und LIESEGANG (1913, 1915 und 1919/20) sowie NACKEN (1917) HEINZ (1930) und LINCK & HEINZ (1930).

Über die Vorkommen des Achats in Brasilien wird, wie schon erwähnt, erstmals von WEISS (1830) nach Briefen von SELLOW (von 1821—1826) in der Akad. d. Wiss. in Berlin am 9. 8. 1827 bzw. am 5. 6. 1828 berichtet. SELLOW beschrieb den Verlauf eines basaltischen Gebirges unter dem 30. Grad südl. Breite, das vom Meer aus ins Landesinnere verlaufe. Dieser Mandelsteinzug sei die Quelle der großen Mengen von Chalcedonen und Achaten, Karneolen, Bergkristallen und Amethysten, welche die Ufer des Rio Uruguay bis über den Rio Negro hinab bedeckten. Vermutlich lasse sich die Mandelsteinformation über den Uruguay hinüber verfolgen, da sie den Salto Grande und Chico sowie 14 Leguas flußabwärts bei der Capelle de Belem Riffe und Klippen im Fluß bilde. SELLOW erwähnte im Liegenden der Mandelsteine eine ausgesprochen tonige Sandsteinformation, die jung sei und gewiß jünger als MAWE (1818) sie hielt, der sie größtenteils dem Rotliegenden

beizahlte (wahrscheinlich aus Analogiegründen). Wie wir heute wissen, gehört sie der Trias an, ist also in der Tat jünger als Rotliegendes. SELLOW erwähnt auch verschiedene Vorkommen z. B. an der Estancia de Martin Artigas, auf der Serra de Aririquites etc.

BAUER (1932) erwähnt an Vorkommen

Quarein, Catalan<sup>3)</sup>, Arapay, Quaro, Taquarie, Rio Pardo sowie die Distrikte Tres Cruces und Matto Perro.

v. FREYBERG (1930) erwähnt weitere Vorkommen, ebenso EPPLER (1934/35) und FREISE (1932). v. KALMBACH (1938) gibt die Aufstellung: Livramento, Passo Fundo, Catalão, Tres Cruces, Caxias, Alegrette, D. Pedrito, Grenzfluß Quaraim, Rio Pardo, Santa Maria, São Borje, São Gabriel, Soledade, Uruguayana, Rio Taquari und Camaquan.

Aus eigener Anschauung und durch Vermittlung von Herrn HUGO AREND hat der Verf. folgende Fundstellen (von N nach S), die noch in Abbau sind, ausfindig gemacht:

1. R o d e i o B o n i t o, wo das Material auf primärer Lagerstätte aus einem andesitähnlichen Magmatit gefördert wird.

2. Ebenso wird im Osten bei L a g o a V e r m e l h a auf primärer Lagerstätte Achat abgebaut.

3. Bei Mormaço werden die meisten Achate in einem Sumpf gewonnen, d. h. also charakteristisch auf sekundärer Lagerstätte. Die Achate sind dort durch natürliche Infiltration von Verwitterungslösungen (Eisen- und Manganhydroxide), meist sekundär natürlich gefärbt und zwar bräunlich, das durch langsames Erhitzen in schönes Rot übergehen kann, weshalb diese Achate im Handel als Naturachate deklariert werden.

4. Eine ganze Reihe sekundärer Vorkommen findet sich in der Umgebung von Soledade, die schon seit langem abgebaut werden.

5. Weitere typische sekundäre Vorkommen sind am Rio Jacui in der Nähe der Barragem Maia Filho anzutreffen, die man auch mit dem Sammelnamen U m b u - P e d r e i r a s versehen hat. Es sind eine ganze Reihe sekundärer Vorkommen, die sehr große Mengen geliefert haben und ständig noch liefern.

6. Typisch primäre Vorkommen sind dagegen in der Umgebung von Progresso im Abbau, andere Vorkommen sind bei

7. Villa Ernestina

8. neuere Funde zw. Villa Ernestina und Passo Fundo

9. zwischen Passo Fundo und Lagoa Vermelha.

Neben diesen gibt es natürlich eine große Zahl von weiteren Fundpunkten, die auch zeitweise abgebaut wurden.

<sup>3)</sup> Diese sind nicht in Rio Grande do Sul sondern im benachbarten Uruguay.



FRANCO & SOUZA CAMPOS (1965) erwähnen die gleichen Lokalitäten wie v. KALMBACH (1938).

Die Achate in Rio Grande do Sul können beachtliche Ausmaße annehmen, so beschreibt z. B. EPPLER (1936) einen außergewöhnlich großen Achat, der ca. 400 kg wog und einen mittleren Durchmesser von 93 cm bei einer maximalen Dicke von 34 cm in Brotlaibform besaß.

### Schriftenverzeichnis

- BANK, H.: Reiseeindrücke von Brasiliens Edelsteinlagerstätten. — Z. deutsch. Gemmol. Ges., H. 14, S. 2—9, 1955 und H. 16, S. 3—8, 1956.  
 — Amethystvorkommen in Bahia/Brasilien. — Z. deutsch. Gemmol. Ges., Sonderh., 3, S. 88—96, 8 Abb., 1969.
- BAUER, M.: Edelsteinkunde. Neu bearbeitet von Schloßmacher. 3. Aufl. 871 S., 465 Abb., 68 Taf., Leipzig 1932.
- BRARD, C. P.: Minéralogie appliquées aux arts. 1, 696 S., 4 Taf., Paris 1821.  
 — Minéralogie appliquées aux arts. 2, 491 S., 3 Taf., Paris 1821.
- BRÜCKMANN, U. F. B.: Beiträge zu einer Abhandlung von Edelsteinen. 1778.
- EPPLER, W. Fr.: Die Lagerstätten der Edelsteine und Schmucksteine mit Ausnahme des Diamanten. S. 217—538. In O. STUTZER, Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“, 6, Berlin 1935.
- ESCHWEGE, W. L. v.: Pluto Brasiliensis. Berlin 1833.
- FRANCO, R. R. u. SOUZA CAMPOS, J. E. de: As Pedras Preciosas. 155 S. 8 Abb., 1 Tab., São Paulo 1965.
- FREISE, F. W.: Der gegenwärtige Stand des Berg- und Hüttenwesens in Brasilien. — Berg- u. Hüttenm. Jb., 80, S. 1—7., Wien 1932.
- FREYBERG, B. v.: Die Bodenschätze des Staates Minas Geraes (Brasilien). 453 S., 73 Abb., 84 Tab., 12 Taf., Stuttgart 1934.
- GONSALVES, A. D.: As Pedras Preciosas na Economia Nacional. 457 S. com 1 gravura, 4 quadros, 6 tabelas, 4 graficos, 11 mapas, 178 gravuras em negro, 5 pranchas coloridas, Rio de Janeiro 1949.
- GUIMARAES, D.: Geologia do Brasil. Memória, 1, 674 S., Rio de Janeiro 1964.
- HÄIDINGER, W.: Sendschreiben von Noeggerath über die Achat-Mandeln in den Melaphyren. — Bericht über Mitt. Freunde Naturwiss. Wien, 6, S. 62—65, Wien 1850.  
 — 2. Sendschreiben von Noeggerath über die Achat-Mandeln in den Melaphyren. — Ber. über Mitt. Freunde Naturwiss. Wien, 6, S. 118—119, Wien 1850.
- HEINZ, H.: Die Entstehung der Achate, ihre Verwitterung und ihre künstliche Färbung. — Chemie Erde, 4, S. 501—525, 14 Abb., 1 Taf., Jena 1930.
- HEUSSER, CH. u. CLARAZ, G.: Über die wahre Lagerstätte der Diamanten und anderer Edelsteine in der Provinz Minas Geraes in Brasilien. — Z. deutsch. geol. Ges., 11, S. 448—466, Berlin 1859.
- HUENE F. v.: Aphorismen über die Stratigraphie des brasilianischen Staates São Paulo. — Cbl. Mineral usw., Jg. 1928, B, S. 524—531, 2 Abb., Stuttgart 1928.
- HUENE, F. v. u. STAHLCKER, R.: Geologische Beobachtungen in Rio Grande do Sul. — N. Jb. Mineral usw., 65, Beil. Bd., B, S. 1—82, 22 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1931

- KALMBACH, W. F. v.: Handbuch brasilianischer Edelsteine und ihrer Vorkommen. 220 S., 1 Tab., Rio de Janeiro 1938.
- KLUGE, K. E.: Handbuch der Edelsteinkunde für Mineralogen, Steinschneider und Juweliere. 561 S., 11 Tab., 15 Taf., Leipzig 1860.
- LINCK, G. u. HEINZ, H.: Ergebnisse der Arbeit des Herrn H. H e i n z über die Achate. — Chemie Erde, 4, S. 526—528, Jena 1930.
- LIESEGANG, R. E.: Geologische Diffusionen. 180 S., 44 Abb., Dresden u. Leipzig 1913.  
— Die Achate. 122 S., 60 Abb., Dresden u. Leipzig 1915.
- MARTINS, E. A.: Síntese Geologica do Rio Grande do Sul, Bras. — Museu Nacional, 23 S., 1 Kte., Rio de Janeiro 1952.
- NÖGGERATH, J.: Sendschreiben an den K. K. wirklichen Bergrath und Professor Herrn Wilhelm Haidinger in Wien, über die Achat-Mandeln in den Melaphyren. — Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., 6, S. 243—263, 2 Taf., Bonn 1849.
- OLIVEIRA, A. I. DE u. LEONARDO, O. H.: Geologia do Brasil. 472 S., 1 Übersichtskte., 58 Abb., 36 Taf., Rio de Janeiro 1940.
- WEISS: Über das südliche Ende des Gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda oriental oder dem Staate von Monte Video; nach den Sammlungen des Herrn Fr. Sellow. — Abh. phys. Kl. kgl. Akad. Wies. Berlin, 1827, S. 217—293, Berlin 1830.

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER

Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung,

62 Wiesbaden, Leberberg 9

