

Festschrift

zum 60. Geburtstag von

HEINZ TOBIEN

Gewidmet von seinen Schülern, Freunden und Mitarbeitern

Mit Beiträgen von

EMILIANO AGUIRRE · EKKEHARD BAHLO · HERMANN BANK · DIETRICH E. BERG · GEORG
BOURTZIKOS · JÜRGEN A. BOY · GÜNTHER BRASSEL · MIGUEL CRUSAFONT-PAIRÓ · DETLEF
DANTZ · HORST FALKE · CONSTANTIN C. FLEROW · MANFRED FÜRST · JOSEPH T. GREGORY
DIETER HEIM · KARL A. HÜNERMANN · ERWIN JÖRG · HANS J. KONRAD · EMIL KUHN-
SCHNYDER · ELISABETH KUSTER-WENDENBURG · FRITZ KUTSCHER · RENÉ LAVOCAT
VOLKER LORENZ · JÖRG F. W. NEGENDANK · FR. OTTO NEUFFER · SIEGFRIED A. OPPER-
MANN · KARLHEINZ ROTHAUSEN · ERWIN RUTTE · DONALD E. SAVAGE · KLAUS SCHWAB
VOLKER SONNE · KARL R. G. STAPF · WILHELM STÜRMER · ALBERT-K. THEUERJAHR
HELMUT WEILER · WILHELM WEILER · JOHN A. WILSON

Mit 58 Abbildungen, 12 Tabellen, 32 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9
Wiesbaden 1971

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	308 S.	58 Abb.	12 Tab.	32 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	--------	---------	---------	---------	--------	----------------

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom

Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 60

Das Zustandekommen dieser Festschrift war nur durch beträchtliche Spenden von Firmen und Institutionen gewährleistet, denen besonderer Dank gilt, zumal sie sich damit um ein Gebiet der Naturwissenschaften verdient gemacht haben, das ihnen zumeist ferner steht:

Gebr. Bank, Edelsteinschleiferei und -Handlung, Idar-Oberstein

C. H. Boehringer Sohn, Ingelheim/Rh.

Dyckerhoff Zementwerke AG, Wiesbaden-Amöneburg

S. D. Erbprinz Fürst von Fürstenberg, Donaueschingen

Freunde der Universität Mainz

Kali-Chemie AG, Hannover

C. A. Kupferberg & Cie., Mainz

Mannesmann AG, Düsseldorf

Metallgesellschaft AG, Frankfurt a. M.

Der Oberbürgermeister der Stadt Mainz

Portland-Zementwerke Heidelberg AG, Werk Weisenau

Werner & Mertz GmbH (Erdal-Werke), Mainz

Die Redaktion des Festbandes besorgten die Herren
Prof. Dr. D. E. BERG, Prof. Dr. F. KUTSCHER und Prof. Dr. K. ROTHAUSEN

Für die Gestaltung des Festbandes gebührt Dank auch allen beteiligten Mitarbeitern des Paläontologischen Instituts der Universität Mainz sowie des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden.

Festschrift

zum 60. Geburtstag von

HEINZ TOBIEN

Gewidmet von seinen Schülern, Freunden und Mitarbeitern

Mit Beiträgen von

EMILIANO AGUIRRE · EKKEHARD BAHLO · HERMANN BANK · DIETRICH E. BERG · GEORG
BOURTZIKOS · JÜRGEN A. BOY · GÜNTHER BRASSEL · MIGUEL CRUSAFONT-PAIRÓ · DETLEF
DANTZ · HORST FALKE · CONSTANTIN C. FLEROW · MANFRED FÜRST · JOSEPH T. GREGORY
DIETER HEIM · KARL A. HÜNERMANN · ERWIN JÖRG · HANS J. KONRAD · EMIL KUHN-
SCHNYDER · ELISABETH KUSTER-WENDENBURG · FRITZ KUTSCHER · RENÉ LAVOCAT
VOLKER LORENZ · JÖRG F. W. NEGENDANK · FR. OTTO NEUFFER · SIEGFRIED A. OPPER-
MANN · KARLHEINZ ROTHAUSEN · ERWIN RUTTE · DONALD E. SAVAGE · KLAUS SCHWAB
VOLKERSONNE · KARL R. G. STAPF · WILHELM STÜRMER · ALBERT-K. THEUERJAH
HELMUT WEILER · WILHELM WEILER · JOHN A. WILSON

Mit 58 Abbildungen, 12 Tabellen, 32 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb
Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9
Wiesbaden 1971

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	308 S.	58 Abb.	12 Tab.	32 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	--------	---------	---------	---------	--------	----------------



King Toivon.

HEINZ TOBIEN,

dem Erforscher fossiler Säugetiere
und der Biostratigrafie des kontinentalen Känozoikums.
ist dieser Band von seinen
Schülern, Mitarbeitern und persönlichen Freunden
zum 60. Geburtstag
(8. April 1971)
mit herzlichen Wünschen
gewidmet

Schriften von HEINZ TOBIEN bis zum 8. 4. 1971

- Bemerkungen zu einem Säugerrest aus der Juranagelfluh von Biesendorf (Amt Engen). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **24**, S. 132—136, 2 Abb., Freiburg/Br. 1935.
- Über die pleistozänen und postpleistozänen *Protaurus*-Formen Korsikas und Sardinien. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Br., **34**, S. 253—344, 6 Abb., 1 Taf., Naumburg (Saale) 1935. (Dissertation)
- Die Tierknochen; Menschliche Knochenreste (In: KRAFT, G., Breisach-Hochstetten. Vorläufiger Bericht über die Ausgrabungen 1931/34). Badische Fundber., **3**, S. 281 bis 282, 1 Abb., Freiburg/Br. 1935.
- Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). 7. Artiodactyla: A. Bunodontia: Suidae. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 41—53, 1 Tab., 2 Taf., Berlin 1936.
- Über Sinneshaare bei *Pterygotus (Erettopterus) osiliensis* SCHMIDT aus dem Obersilur von Oesel. — Paläontol. Z., **19**, 254—266, 1 Taf., Berlin 1937.
- Über das Gebiß des *Hipparion matthewi* ABEL. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd., **80**, S. 279—306, 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1938.
- Aus der Erdgeschichte der Baar. — Jh. badische Heimat, 1938, S. 49—57, 6 Abb., Karlsruhe 1938.
- Über *Hipparion*-Reste aus der obermiozänen Süßwassermolasse Südwestdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 177—192, 1 Taf., Berlin 1938.
- Die Gemse in der geologischen Vergangenheit. — Heimatleben, Z. Heimatkunde, **1**, 1938.
- Die Insektenfresser und Nagetiere aus der aquitanen Spaltenfüllung bei Tomerdingen (Ulmer Alb). — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Br., **36**, S. 159—180, 1 Taf., Naumburg (Saale) 1939.
- Die Kleinsäugerreste aus der Falkensteinhöhle im oberen Donautal. — Badische geol. Abh., **10**, S. 126—130, Karlsruhe 1939.
- Über mittleren Keuper am Südrand der Vogesen. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **30**, S. 138—153, 1 Abb., Freiburg/Br. 1941.
- Über das Gebiß tertiärer Lagomorphen. Habil.-Schrift., Manuskript, 256 S., 3 Taf., Freiburg/Br. 1941.
- Zur Gliederung des Oberen Malms im nördlichen Hegau. — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1947, S. 26—30, Freiburg/Br. 1947.
- Mastodon (Anancus) arvernensis* CROIZET et JOBERT von Dinglingen westlich Lahr i. B. — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1948, S. 43—45, Freiburg/Br. 1948.
- Über eine Fernkonnektierung von Schlumberger-Diagrammen im Alttertiär Nordwestdeutschlands. — Erdöl Tektonik Nordwestdtschl., Amt Bodenforsch. Hannover — Celle, 1949, S. 374—382, 2 Abb., Hannover — Celle 1949.
- Exkursion zum Isteiner Klotz und ins Kandertal (zus. mit O. WITTMANN & S. v. NOSTITZ, in: Kleiner Geologischer Exkursionsführer durch den Breisgau und das Markgräfler Land, zur 70. Tagung des Oberrhein. Geol. Ver. Freiburg i. Br., 27 S., 4 Abb., ed. K. SAUER), S. 11—17, Freiburg/Br. 1949.
- Über die Lebensweise der Ascoceraten (Cephal., Nautil.). — N. Jb. Mineral. etc., 1949, Mh., B., S. 307—323, 4 Abb., Stuttgart 1949.
- Säugetierpaläontologische Daten zur Altersbestimmung des tieferen Tertiärs im Rheintalgraben. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Br., **39**, S. 17—52, 1 Tab., 1 Abb., Freiburg/Br. 1949.
- Über Säugerfährten aus dem Alttertiär des südlichen Rheintales. — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1949, 6 S., 1 Abb., Freiburg/Br. 1950.
- Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix“ bei Breitscheid/Westerwald. (Zus. mit M. TEIKE). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI), **1**, S. 112—119, Wiesbaden 1950.
- Wolfgang SOERGEL † (1887—1946). Ein Nachruf. — Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **32**, S. 134—144, 1 Abb., Freiburg/Br. 1950.

- Die Aufzeichnungen H. G. STEHLIN's über die pliozänen Säugerreste von Herbolzheim bei Freiburg i. Br. — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1950, S. 78—84, Freiburg/Br. 1951.
- Über die Grabungen in der Oberen Süßwassermolasse des Höwenegg (Hegau). — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1950, S. 72—74, Freiburg/Br. 1951.
- Indarctos* und *Ursavus* (Carnivora, Mamm.) aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rhein Hessens. Aus dem Nachlaß von Dr. KARL WEITZEL herausgegeben. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3, S. 7—14, 3 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1951.
- Über die Funktion der Seitenzehen tridactyler Equiden. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 96, S. 137—172, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1952.
- Grenzen, Leistungen und Ziele paläontologischer Forschung. — Studium Generale, 5, S. 404—410, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1952.
- Die Prämolarenverluste bei Haushunden im Lichte der stammesgeschichtlichen Entwicklung des Canidengebisses. — Terrier, H. 12, 2 S., 2 Abb., Kelsterbach 1952.
- Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim-Wetterau. — Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 191, Hannover 1952.
- ... vor fünfzig Millionen Jahren. — Lebendiges Darmstadt, 1953, H. 1/2, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1953.
- Zum 150. Geburtstag des bedeutenden Naturwissenschaftlers JOHANN JAKOB KAUP. * 20. April 1803 † 4. Juli 1873 in Darmstadt. — Lebendiges Darmstadt, 1953, H. 17/18, 2 S., 2 Abb., Darmstadt 1953.
- Austern im Rheintal. — Lebendiges Darmstadt, 1953, H. 35/36, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1953.
- Miotragocerus* STROMER (Bovidae, Mamm.) aus den unterpliocänen Dinotheriensanden Rhein Hessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 52—58, 2 Abb., Wiesbaden 1953.
- Bemerkungen zu einem Schädelrest von *Reticulolepis* WESTOLL (Palaeonisciformes, Pisces) aus dem Kupferschiefer von Sontra (Richelsdorfer Gebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 59—62, 1 Taf., Wiesbaden 1953.
- Jungtertiäre Wirbeltiere vom Höwenegg/Hegau. — Umschau Wiss. Techn., 1954, S. 559—561, 8 Abb., Frankfurt/M. 1954.
- Von der Arbeit des Darmstädter Museums. — Lebendiges Darmstadt, 1954, H. 1/2, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1954.
- Neues aus der Paläontologie. — Lebendiges Darmstadt, 1954, H. 31/32, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1954.
- The Rediscovery of PEALE's *Mastodon*. (Zus. mit SIMPSON, G. G.). — Proc. amer. phil. Soc., 98, S. 279—281, 1 Abb., Philadelphia 1954.
- Ein Tierfriedhof vor 12 Millionen Jahren. — Lebendiges Darmstadt, 1954, H. 41/42, 2 S., 1 Abb., Darmstadt 1954.
- Nagerreste aus dem Miozän von Messel bei Darmstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 13—29, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1954.
- Aus den Anfängen der Versteinerungskunde. — Lebendiges Darmstadt, 1955, H. 7/8, 2 S., 2 Abb., Darmstadt 1955.
- Tiere und Pflanzen der Vorzeit (Paläontologie). In: Das große Bildungswerk, S. 774—840, Abb. 281—314, Taf. 81—92, Braunschweig (Schlösser) 1954.
- Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1950—54. (Zus. mit JÖRG, E. & REST, H.) — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdtshl., 14, S. 3—21, 5 Abb., 6 Taf., Karlsruhe 1955.
- Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, (1953), S. 588, Hannover 1955.
- Neue und wenig bekannte Carnivoren aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rhein Hessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 7—31, 3 Abb., 6 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1955.
- Ein vorgeschichtlicher Riesenvogel im Darmstädter Museum. — Lebendiges Darmstadt, 1955, H. 31/32, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1955.
- Die miozäne Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt. — Aufschluß, 6, (2. Sonderheft), S. 87—101, 14 Abb., Roßdorf b. Darmstadt 1955.

- Die Schausammlungen zur Erd- und Lebensgeschichte. — Lebendiges Darmstadt, 1955, H. 46, 1 S., 1 Abb., Darmstadt 1955.
- Eine stampische Kleinsäugerfauna aus der Grenzregion Schleichsand/Cyrenenmergel von Heimersheim bei Alzey (Rhein Hessen). — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, (1954), S. 565 bis 566, Hannover 1956.
- Zur Ökologie der jungtertiären Säugetiere vom Höwenegg/Hegau und zur Biostratigraphie der europäischen *Hipparion*-Fauna. — Schr. Ver. Gesch. Naturgesch. Baar angrenz. Landest. Donaueschingen 1956, S. 208—223, 3 Abb., Donaueschingen 1956.
- Vorzeit-Tiere. — Lebendiges Darmstadt, 1957, H. 27/28, 1 S., 2 Abb., Darmstadt 1957.
- Das Schönste aus Darmstadts Museen. — Darmstädter Adreßbuch, 1957, 1 S., 3 Abb., Darmstadt 1957.
- Cuon* HODG. und *Gulo* FRISCH (Carnivora, Mammalia) aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach bei Wiesbaden. — Acta Zool. Cracoviensia, **2**, S. 433—450, 3 Tab., 3 Taf., Kraków 1957.
- Die Bedeutung der unterpliozänen Fossilfundstätte Höwenegg für die Geologie des Hegaus. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **2**, S. 193—208, 1 Tab., Freiburg/Br. 1957.
- Sobre la Biostratigrafía de la fauna de *Hipparion*. — Cursillos Conf. Inst. „Lucas Mallada“, **4**, S. 121—126, 2 Abb., Madrid 1957.
- Zur Paläontologie des mitteleozänen Ölschiefer-Vorkommens von Messel bei Darmstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, (1957), S. 665—666, Hannover 1958.
- Das Alter der Eruptionen am Limberg (Kaiserstuhl). — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 4—5, Hannover 1958.
- Relations stratigraphiques entre la faune mammalogique Pontienne et les facies marins en Europe et Afrique du Nord. — C. R. (83. Congr.) Soc. Savantes, Sci., **2**, S. 299—303, 1 Abb., Paris 1958.
- Miozän. In: Geologische Exkursionskarte des Kaiserstuhls. Erläuterungen, S. 21—23, Freiburg/Br. (Geol. L.-Amt Baden-Württemberg) 1959.
- Die Ausgrabungen an der pontischen Fossilfundstätte Höwenegg (Hegau). — Cursillos Conf. Inst. „Lucas Mallada“, **6**, S. 59—62, 3. Taf., Madrid 1959.
- Die Ausgrabungen an der unterpliozänen Fossilfundstätte Höwenegg (Hegau). — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, (1958), S. 617—618, Hannover 1959.
- Hipparion*-Funde aus dem Jungtertiär des Höwenegg (Hegau). — Heimat, **67**, S. 121 bis 132, 7 Abb., 4 Taf., Öhringen 1959.
- Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1955—1959. (Zus. mit JÖRG, E.) — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdtschl., **18**, S. 175—181, 2 Abb., 3 Taf., Karlsruhe 1959.
- Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt a. M. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, (1959), S. 770—771, Hannover 1960.
- Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 7—19, 2 Taf., Wiesbaden 1960.
- Zur Geschichte der pferdeartigen Unpaarhufer im Tertiär Europas. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, (1960), S. 580—581, Hannover 1961.
- Säugetierpaläontologische Daten zur Altersstellung des Hessischen Melanientones. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, (1960), S. 590, Hannover 1961.
- Principaux gisements de Mammifères en Allemagne. In: PIVETEAU, J. (edit.), Traité de Paléontologie, **VI**, 1, S. 472—476, 1 Abb., Paris 1961.
- Palaeomeryx eminens* H. v. M. (Cervoidea, Mamm.) aus den unterpliocänen Dinotheriensanden Rhein Hessens. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1961, **9**, S. 483—489, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1961.
- Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 7—16, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1961.
- Versteinertes Leben. In: MARTIN, G. R. P. (edit.). Rhein Hessen Nahetal — Deutsch. Landschaft, **11**, S. 28—33, 4 Abb., Essen (Burkhard) 1962.

- Zum 70. Geburtstag von Erich Wiese. — Kunst Hessen Mittelrhein, Schr. hess. Mus., Beih., S. 9, Darmstadt 1962.
- Insectivoren (Mamm.) aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 7—47, 1 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1962.
- Paläontologie, Tier- und Pflanzenwelt der Vorzeit. In: Bildungsbuch der Büchergilde, S. 451—484, Abb. 380—428, Frankfurt/M., Wien, Zürich (Büchergilde Gutenberg) 1962.
- Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, (1961), S. 622, Hannover 1962.
- Über Carpus und Tarsus von *Deinotherium giganteum* KAUP (Mamm., Proboscidea). — Paläontol. Z., H. Schmidt-Festband, S. 231—238, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1962.
- Johann Heinrich Merck als Naturforscher. Paläontologische und osteologische Studien. — Mercksche Familien-Z., **21**, S. 117—147, 4 Taf., Darmstadt 1963.
- Zur Evolution des Lagomorphen-Gebisses. — Ber. Kolloquium „Neue Systematik“ Frankfurt/M. 20.—23. 2. 1963, Schwerpunktprogr. DFG, S. 25, als Ms. gedruckt, Bad Godesberg 1963.
- Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgur-lagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 7—15, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1963.
- Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 16—35, 14 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1963.
- Early zygodont Mastodonts of western North America and their European relatives. — Geol. Soc. Amer., Cordilleran Sect., Program 60th annu. Meet., S. 64, Boulder 1964.
- Paläontologische Forschungen mit radiologischen Methoden. — Deutsch. Röntgenkongr. 1963; Ber. 44. Tag. deutsch. Röntgen-Ges. 24.—28. 4. 1963 Baden-Baden, T. A. S. 11—22, 9 Abb., Stuttgart 1964.
- Über Suturen nautiliconer Nautiloidea (Cephalopoda). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**, S. 7—28, 23 Abb., Wiesbaden 1964.
- Juvenile Suturen spätpaläozoischer und triassischer Nautiliden (Cephal.) — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**, S. 47—60, 14 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1965.
- Insekten-Fraßspuren an tertiären und pleistozänen Säugetier-Knochen. — Senck. leth., **46a** (WEILER-Festschr.), S. 441—451, 1 Tab., 2 Taf., Frankfurt M. 1965.
- Ein *Entelodon*-Molar (Artiodactyla, Mamm.) aus dem Alt-Tertiär von Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**, S. 9—18, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1966.
- Das kontinentale Tertiär Nordamerikas und seine Säugervorkommen. — Z. deutsch. geol. Ges., **116**, (1964), S. 1029, Hannover 1966.
- Paläontologische Ausgrabungen auf der Insel Chios (Eine vorläufige Mitteilung). (Zus. mit MELENTIS, J. K.) — Prakt. Akad. Athen, **42**, S. 147—152, 1 Kte., Athen 1967.
- Oeningen (In: RUTSCH, R. F. & MARKS, P. (edit.), Mediterranean Neogene Stages; Studies on the Stratotypes). — Internat. Union Geol. Sci., Comm. Stratigr.; Comm. Mediterr. Neogene Stratigr., S. 190—199, 2 Abb., als Ms. gedruckt, Bologna 1967.
- Paläontologische Ausgrabungen auf der Insel Chios (Eine vorläufige Mitteilung). (Zus. mit MELENTIS, J. K.) — Ann. géol. pays Helléniques, **19**, S. 647—652, 1 Kte., Athen 1968.
- Paläontologische Ausgrabungen nach jungtertiären Wirbeltieren auf der Insel Chios (Griechenland) und bei Maragheh (NW-Iran). — Jb. Vereinig. „Freunde Univ. Mainz“, 1968, S. 51—58, 7 Abb., Mainz 1968.
- Paläontologie (Tier- und Pflanzenwelt der Vorzeit). In: Das Wissen unserer Zeit, **1**, S. 407—440, Abb. 350—398, 4 Taf., Frankfurt/M., Wien, Zürich (Büchergilde Gutenberg) 1968.
- Tilly Edinger †, 13. 11. 1897—27. 5. 1967. — Paläontol. Z., **42**, S. 1—2, Stuttgart 1968.
- Ein Katalog der tertiären Säuger-Fundorte in der Schweiz. — Paläontol. Z., **42**, S. 127 bis 129, Stuttgart 1968.
- Mammifères Éocènes du Bassin de Mayence et de la partie orientale du Fossé Rhénan. — Mém. Bur. Rech. géol. mineral., **58**, (Colloque Éocène), S. 297—307, 1 Abb., 1 Tab., Paris 1968.

- Das biostratigraphische Alter der mitteleozänen Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**, S. 111—119, 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1968.
- Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT) und *Mammuth borsoni* (HAYS) (Proboscidea, Mamm.) aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). — Mainzer naturw. Arch., **7**, S. 35—54, 7 Abb., 4 Tab., Mainz 1968.
- Typen und Genese tertiärer Säugerlagerstätten. — *Eclogae geol. Helvet.*, **61**, S. 549—575, 2 Abb., Basel 1968.
- Neuere Daten zur Biostratigraphie der Eozän-Oligozän-Schichten Nordwest-Deutschlands (Zus. mit F. GRAMANN, E. MARTINI, B. MOOS). Führer zur Oligozän-Exkursion 1969, Köln — Münster — Hannover — Göttingen — Mainz, 20.—27. April 1969. (ed. zus. mit ANDERSON, GRAMANN, RITZKOWSKI, SONNE) Landesaussch. BRD Internat. Union Geol. Wiss., S. 3—25, Marburg 1969.
- Die alttertiäre (mitteleozäne) Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). — Mainzer naturw. Arch. **8**, S. 149—180, 11 Abb., 1 Tab., Mainz 1969.
- Kopidodon* (Condylarthra, Mammalia) aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**, S. 7—37, 7 Abb., 9 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1969.
- Schriftenverzeichnis Dr. TILLY EDINGER (Zus. mit B. KUMMEL). In HOFER H.: In memoriam TILLY EDINGER. — *Morphol. Jb.*, **113**, S. 313—317, Leipzig 1969.
- Subdivision of Pontian mammalian faunas. — *Comm. Mediterr. Neogene Stratigr. Proc.* IV Sess. Bologna 1967. — *G. Geol.*, **35**, (1967), S. 191—195, 2 Abb., Bologna 1970.
- Biostratigraphy of the mammalian faunas at the Pliocene-Pleistocene boundary in Middle and Western Europe. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **8**, S. 77—93, 2 Tab., Amsterdam 1970.
- Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **56** (HORST-FALKE-Festschr.), S. 13—36, 5 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1970.
- BEYRICH, HEINRICH ERNST (b. Berlin, Germany, 31 August 1815; d. Berlin 9 July 1896, *Geology, Paleontology*). — *Dictionary of Scientific Biography*, **2**, S. 108—110, New York 1970.
- Die mitteleozäne Fossilfundstelle Grube Messel. In: *Chronik der Grube Messel*, S. 33—42, 8 Abb., 1 Tab., Frankfurt/M. 1970.
- Die Struktur des Mastodonten-Molaren (Proboscidea, Mammalia). — *Sess. Soc. Vert. Paleontol. New York* 1963. (Im Druck)
- Zur Biostratigraphie der Säugerfaunen Mittel- u. Westeuropas an der Wende Pliozän/Pleistozän. — *Tr. geol. Inst., Akad. Nauk S.S.S.R.* (Im Druck)
- Zur Ökologie der Säugerfaunen Mittel- u. Westeuropas an der Wende Pliozän/Pleistozän. — *Ber. geol. Ges. DDR, Ges. geol. Wiss.* (Im Druck)

Zusammengestellt von KARLHEINZ ROTHAUSEN

Inhaltsverzeichnis

Paläontologie und Stratigraphie:

EKKEHARD BAHLO: Cerviden-(Mammalia)Reste aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden (Hessen). Mit 3 Abbildungen	17
DIETRICH E. BERG: Oligozäne Vertreter der alligatorinen Krokodilgattung <i>Diplocynodon</i> . Mit 2 Tafeln	25
JÜRGEN A. BOY: Ein bemerkenswerter Schädelrest eines unterpermischen Labyrinthodontiers (Amphibia) aus dem Saargebiet. Mit 5 Abbildungen	31
GÜNTHER BRASSEL, FRITZ KUTSCHER & WILHELM STÜRMER: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 33. Erste Funde von Weichteilen und Fangarmen bei Tentaculiten. Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln	44
MIGUEL CRUSAFONT-PAIRÓ & EMILIANO AGUIRRE: A new species of <i>Percrocota</i> from the Middle Miocene of Kenya. With 1 figure, 1 table and 2 plates	51
CONSTANTIN C. FLEROW: On the history of <i>Bison</i> . With 1 table	59
JOSEPH T. GREGORY: Speculations on the significance of fossil vertebrates for the antiquity of the Great Plains of North America. With 1 figure and 1 table	64
KARL ALBAN HÜNERMANN: <i>Potamotherium miocenicum</i> (PETERS) (Carnivora, Mammalia) von Elgg, Kanton Zürich. Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel	73
ERWIN JÖRG: Ein Cranium von <i>Coelodonta antiquitatis</i> (BLUMENB.) (Perissodactyla, Mamm.) aus pleistozänen Neckarkiesen von Mannheim-Käfertal. Mit 1 Tafel	83
EMIL KUHN-SCHNYDER: Über einen Schädel von <i>Askeptosaurus italicus</i> NOPCSA aus der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel	89
ELISABETH KUSTER-WENDENBURG: Pteropoden-Arten der Gattung <i>Creseis</i> RANG, 1828 aus den mitteloligozänen (Rupelium) Sedimenten des Mainzer Tertiärbeckens. Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln	99
FRITZ KUTSCHER: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 34. Crinoideengrus in einer Dachschieferplatte. Mit 1 Tafel	113
RENÉ LAVOCAT: Essai sur les relations du maxillaire et du palatin dans la région orbito-temporale des Rongeurs	117

FR. OTTO NEUFFER:	
Nachweis von Färbungsmustern an tertiären Bivalven unter UV-Licht. Mit 3 Tafeln	121
KARLHEINZ ROTHAUSEN:	
<i>Cetotheriopsis tobieni</i> n. sp., der erste paläogene Bartenwal (Cetotheriidae, Mysticeti, Mamm.) nördlich des Tethysraumes. Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln	131
ERWIN RUTTE:	
Fossilführender Mittlerer Muschelkalk in Unterfranken. Mit 2 Abbildungen	149
DONALD E. SAVAGE:	
The Sparnacian-Wasatchian mammalian fauna, Early Eocene, of Europe and North America	154
VOLKER SONNE:	
<i>Bolivina wagneri</i> n. sp. (Foram.) und ihre Bedeutung für die Grenze Schleichsand/Cyrenen-Mergel im Mainzer Becken. Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle	159
KARL R. G. STAPP:	
Röhrentragende Spirorben (Polychaeta, Vermes) als Zeugen des sessilen Benthos aus dem pfälzischen Rotliegenden. Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln	167
WILHELM STÜRMER:	
Moderne physikalische Hilfsmittel der Paläontologie (Demonstriert am Beispiel einer ? Urodele in einem bulgarischen Ölschiefer). Mit 1 Tabelle und 3 Tafeln	175
HELMUT WEILER:	
Fossile Grünalgen in jungtertiären Süßwasserablagerungen des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens. Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel	178
WILHELM WEILER:	
Bemerkungen zum Skelettbau von <i>Aeoliscus heinrichi</i> (HECKEL 1850). Mit 1 Tafel	187
JOHN ANDREW WILSON:	
Stratigraphy and Classification. With 2 figures	195
Geologie:	
HERMANN BANK:	
Über einige Edelsteine aus Tansania und ihre Vorkommen. Mit 6 Abbildungen	203
GEORG BOURTZIKOS:	
Das Neogen von Malakassa-Oropos in Attika (Griechenland). Mit 2 Abbildungen	216
HORST FALKE:	
Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. Mit 4 Tafeln	223
MANFRED FÜRST & DETLEF DANTZ:	
Weltwirtschaft Erdöl-Erdgas unter Berücksichtigung der EWG. Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen	235

DIETER HEIM:

Lateritische Basaltverwitterung und Bauxit im Bereiche der Wetterau-Schwelle.
Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle 251

HANS JÜRGEN KONRAD:

Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nordvogesen . . . 258

VOLKER LORENZ:

Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von
Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz. Mit 1 Abbildung und 1 Tafel 263

JÖRG F. W. NEGENDANK:

Der Paläo-Rhyolith auf dem Leisberg bei Schloßböckelheim und seine geolo-
gische Umgebung. Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 1 Tafel 276

SIEGFRIED A. OPPERMANN:

Die Zechstein-Basissedimente des Richelsdorfer Gebirges. Mit 1 Abbildung . . 283

KLAUS SCHWAB:

Das Intrusionsalter des Kuselites vom Remigiusberg und seine Beziehungen zur
Potzberg-Kuppel (Saar-Nahe-Gebiet). Mit 2 Abbildungen 288

ALBERT-KARL THEUERJAHR:

Die Jeckenbacher Schwelle. Ein paläogeographisches Element der Saar-Nahe-
Senke zur Rotliegendzeit. Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel 298

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 17-24	3 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	----------------

Cerviden-(Mammalia) Reste aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden (Hessen)

Von

EKKEHARD BAHLO, Mainz*

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Aus den Oberen Mosbacher Sanden des Steinbruchs Dyckerhoff bei Wiesbaden werden erste, in den Jahren 1968—1970 aufgefundene Reste von *Cervus* sp. und *Capreolus* sp. beschrieben.

Abstract: First findings of *Cervus* sp. and *Capreolus* sp. which had been collected between 1968 and 1970 in the Upper Mosbach Sands of the Dyckerhoff Quarry near Wiesbaden, are described in this paper.

1. Einleitung

Säugetierfunde sind in den Oberen Mosbacher Sanden gegenüber den verhältnismäßig reichen Belegen aus der mittleren und unteren Stufe des Mosbacher Terrassenkomplexes seit jeher sehr selten. Trotz der sich ständig verschlechternden Fundaussichten beginnt sich jedoch unsere Kenntnis der Säugerfauna auch aus diesem Abschnitt des Mittelpleistozäns allmählich zu verbessern.

Bis in die jüngste Zeit war für die Oberen Mosbacher Sande lediglich das Vorkommen von *Mammonteus trogontherii* (POHLIG) und wahrscheinlich auch *Gulo gulo* (LINNÉ) belegt (KAHLKE 1961, S. 500). Mit *Desmana moschata* cf. *mosbachensis* (SCHMIDTGEN), *Talpa* cf. *fossilis* (PETÉNYI), *Talpa* sp., *Sorex savini* HINTON und *Sorex* sp. wurden durch BAHLO & MALEC (1969) erste Insectivoren aus einer vom Naturhistorischen Museum Mainz geborgenen Kleinsäugerfauna gemeldet. Die in diesem Fundgut vertretenen Nagetier- und anderen Mammalierreste werden demnächst bekanntgegeben (BAHLO & MALEC 1972, im Druck). Einige inzwischen auch vorliegende Cervidenreste sind Gegenstand dieser Arbeit. Sie werden nachstehend beschrieben.

2. Fundumstände

In der im Juli 1968 durch Herrn Professor BRÜNING, Naturhistorisches Museum Mainz, und Mitarbeiter aus den Oberen Mosbacher Sanden im Steinbruch Dycker-

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. E. BAHLO, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

hoff sichergestellten Fauna fand sich auch der untere Prämolare eines kleinen Cerviden (Beschreibung des Fundhorizonts und seiner stratigrafischen Position bei BAHLO & MALEC 1969).

Bei mehreren Aufschlußbesuchen im Sommer 1969 konnten an anderer Stelle weitere isolierte Nagerzähne, ein bruchstückhafter Proboscidierwirbel und das distale Metatarsalgelenk eines mittelgroßen Cerviden aufgesammelt werden. Dies führte zur anschließenden Entnahme eines größeren Probenmaterials¹⁾ aus dem betreffenden Fundhorizont. Nach Fraktionierung von ca. 500 kg Rohgut und Durchsicht mehrerer Zentner Rückstand²⁾ lag neben zahlreichen Microtinenresten noch ein Unterkieferprämolare eines mittelstarken Hirsches vor.

Dieser neue, durch den inzwischen weiter fortgeschrittenen Abbau der Schichten heute ebenfalls nicht mehr vorhandene Fundpunkt befand sich ca. 30 m östlich der im Deckblatt zu Anlage I (BRÜNING 1970) als „Westkante des Profils“ bezeichneten Stelle an der Nordwand des Steinbruchs. Die Fundschicht bestand aus rd. 0,65 m mächtigen mittel- bis grobkörnigen Sanden mit einzelnen Lagen von Geröllen mit max. 3 cm Durchmesser. Die Unterlagerung dieser hellbraunen bis ockerfarbenen Sande bildeten mehrere m feinkörnige, taubengraue Sande mit starker Schrägschichtung. Im Hangenden waren überwiegend feinkörnige graugrüne, ebenfalls schrägschichtete Sande mit schwacher Geröllführung von insgesamt 0,7 m Mächtigkeit ausgebildet. Darüber folgten weiterhin 2,8 m sehr feinkörnige und reichlich schrägschichtete graue Sande mit einzelnen Lagen von Muschel- und Schnecken-schalen. Den hangenden Abschluß dieses Profils bis zur Geländekante bildeten schließlich ca. 2 m Löß, Lößlehm und Lehm mit Schotterlagen.

Ein Vergleich dieser Verhältnisse mit dem von Herrn Professor BRÜNING 1968 aufgenommenen Profil (BAHLO & MALEC 1969) ergibt, daß beide Fossilhorizonte einem entsprechenden Niveau angehören.

Einen weiteren Cervidenfund vom September 1970 verdanken wir wiederum Herrn Professor BRÜNING³⁾. Es handelt sich um eine mittelgroße distale Metacarpalhälfte aus einem Horizont „bis zu 2 m unter t 2 (bzw. 5–7 m unter Geländekante)“ in der Ostwand des Steinbruchs, also in den oben genannten Horizonten vergleichbarer Profillage.

3. Die Cervidenreste

Cervidae GRAY, 1821

Cervus LINNÉ, 1758

Cervus sp.

(Abb. 1 und 2)

Material: PIM⁴⁾/P 541: p3 inf. sin.

NMM⁵⁾ 1970/205: distales Metacarpalfragment, sin.

PIM/P 542: distales Metatarsalfragment, dext.

¹⁾ In Zusammenarbeit mit dem Naturhistorischen Museum Mainz.

²⁾ Diese Arbeiten führte ich zusammen mit meinem Kollegen F. MALEC durch.

³⁾ Für die Überlassung dieses Fundstückes sei Herrn Professor BRÜNING ebenso wie für die freundliche Durchsicht dieses Manuskriptes bestens gedankt.

⁴⁾ Paläontologisches Institut Mainz.

⁵⁾ Naturhistorisches Museum Mainz.

Maße:	PIM/P 541	17,3 mm
	Länge der Krone	17,3 mm
	Breite der Krone	10,6 mm
	NMM 1970/205	
	Kleinste Breite der Diaphyse	29,0 mm
	Größte Breite der dist. Epiphyse	46,0 mm
	Größter Durchmesser der dist. Epiphyse	30,8 mm
	PIM/P 542	
	Größte Breite der dist. Epiphyse	44,0 mm
	Größter Durchmesser der dist. Epiphyse	30,1 mm

Beschreibung: Der linke Unterkieferprämolare (PIM/P 541) ist mit Ausnahme seiner Vorderwurzel vollständig erhalten. Die senkrecht stehende Hinterwurzel zeigt am unteren Ende eine leichte rückwärtige Krümmung. An der Vorder- und Hinterwand des Zahns sind Druckfazetten zu erkennen. Der Schmelz hat graugelbe bis hellbraune Farbe.

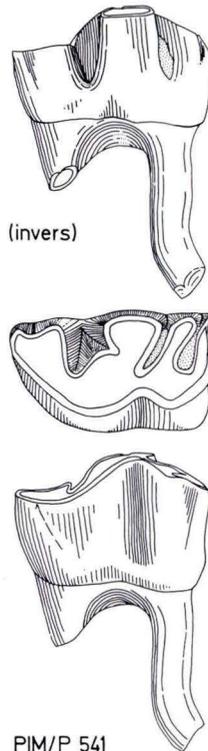


Abb. 1. *Cervus* sp.,
p3 inf. sin., $\times 1,5$.

Die Außenwand weist zwischen Proto- und Hypoconid (Benennung der einzelnen Elemente nach HEINTZ 1970, S. 30, Fig. 20) eine senkrechte Furche auf. Die Lingualseite ist stärker gegliedert. Zwischen Para- und Metaconid liegt eine tiefe, bis nahezu an die Kronenbasis hinabreichende Bucht. Nach hinten schließen sich

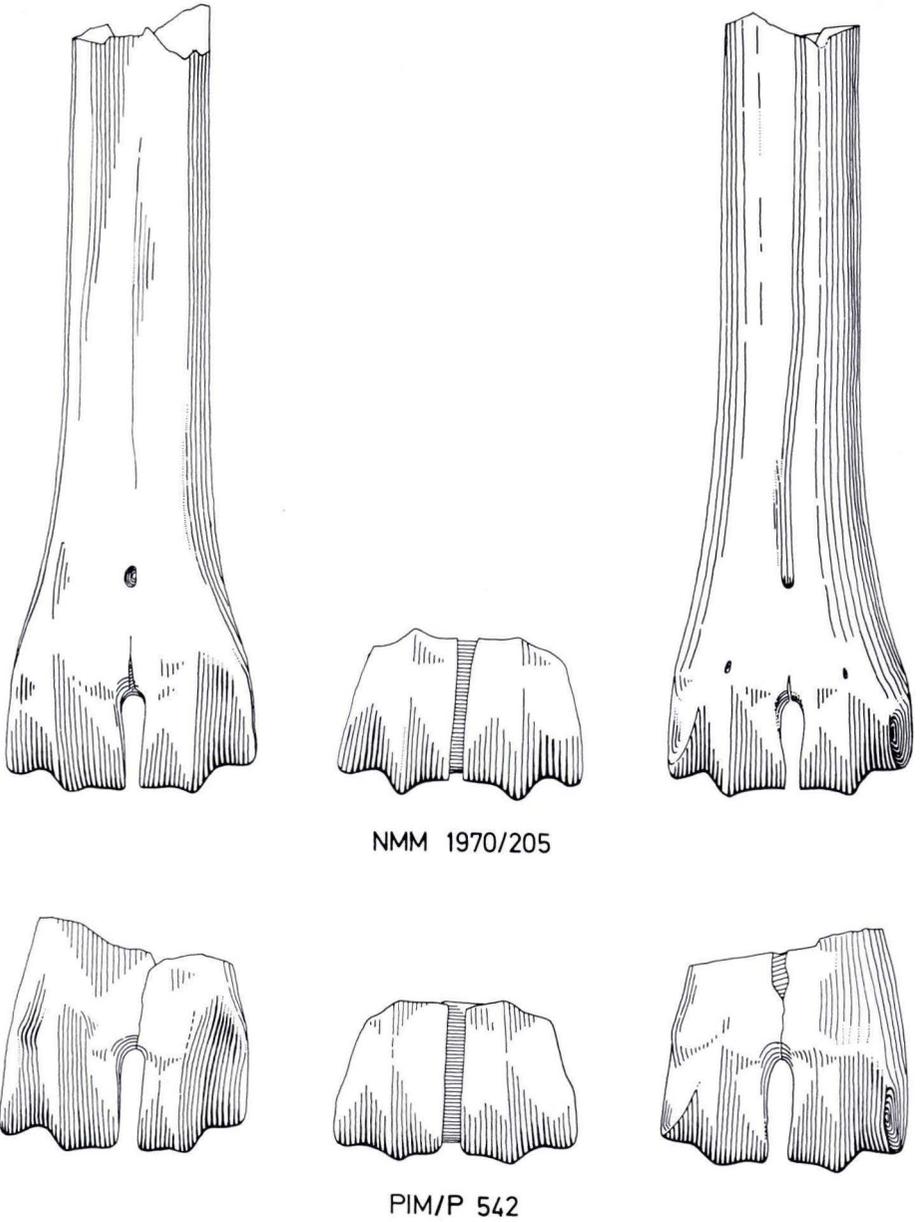


Abb. 2. *Cervus* sp., NMM/1970/205: Metacarpale sin. dist., PIM/P 542: Metatarsale dext. dist. (links: von vorn, rechts: von hinten), $\times 0,7$.

zwei weitere Buchten an, nämlich eine zwischen Metaconid und Entoconid und eine andere zwischen Entoconid und Entostylid. Ferner ist eine sehr flache Eindellung zwischen Paraconid und Parastylid im vorderen Zahnabschnitt zu erkennen.

In der Kronenaufsicht sind die beiden letzten Innenbuchten schräg nach vorn gerichtet, wobei die vordere, zwischen Meta- und Entoconid gelegene, auf die Außenfurche zielt und sich mit dieser nahezu verbindet. Die Aufsicht läßt weiterhin erkennen, daß die vordere tiefe Innenbucht gegabelt ist. Ihr hinterer Abschnitt schnürt das Metaconid leicht ein, der vordere Teil ist quer zur Längsachse des Zahns auf die Außenwand der Krone gerichtet. Insgesamt ist der Prämolare mäßig abgekaut und dürfte einem nicht sehr alten Tier angehört haben.

Das linke Metacarpalfragment (NMM 1970/205) hat eine Gesamtlänge von ca. 14,5 cm und ist etwa in der Mitte des Schafts abgebrochen. Der proximale Teil fehlt. Die Bruchfläche ist scharfkantig, zeigt aber Sedimentreste und keinerlei Anzeichen einer frischen Fraktur.

Die Gelenkrolle weist nur mäßige Korrosionserscheinungen auf und ist allgemein recht gut erhalten. Der linke (äußere) Abschnitt der Epiphyse ist mit der Bandgrube der rechten Seite gegenüber stärker schräg gestellt und schmaler.

Wenig oberhalb der Gelenkrolle befindet sich auf der Diaphysenvorder- und -rückseite je ein tiefes Foramen. Von der vorderen Öffnung geht nach proximal eine deutliche, längsverlaufende Furche aus. Zwei weitere kleinere Foramina liegen unmittelbar oberhalb der Rolle zu beiden Seiten des Gelenkspalts. Die Knochensubstanz ist oberflächlich in braunfleckiger Farbe erhalten.

Das rechte Metatarsalfragment (PIM/P 542) ist dicht über der Epiphyse abgebrochen. Das spongiöse Knochengewebe ist an der Bruchfläche teilweise mit feinsten Sedimentkörnchen verfüllt, was ebenfalls nicht für einen frischen Bruch spricht. Die Gelenkrolle ist insgesamt schlechter erhalten als bei dem oben beschriebenen Vorderhandknochen. Durch die schwächer entwickelte rechte Epiphysenseite mit schräg geneigter Bandgrube und den plumperen Schaftansatz ist der vorliegende Fund als rechter distaler Mittelfußknochen zu bestimmen. Die Erhaltung entspricht derjenigen des Metacarpale.

Beziehungen und Vergleiche: Aus den Mosbacher Sanden sind bisher folgende Hirschformen beschrieben worden (KAHLKE 1961): die untere Stufe lieferte Reste von *Praemegaceros* (= *Orthogonoceros*, vgl. KAHLKE 1965, S. 406) *verticornis* (DAWKINS), *Cervus acoronatus* BENINDE und *Cervus elaphoides* KAHLKE. Die mittlere Stufe führt *Praemegaceros verticornis* (DAWKINS), *Praemegaceros* sp., *Praedama* (= *Dolichodyroceros*, vgl. KAHLKE, 1965, S. 410) sp., *Cervus acoronatus* BENINDE und *Cervus elaphoides* KAHLKE.

Wegen ihrer anderen Abmessungen kommen die Großhirschgattungen *Praemegaceros* und *Praedama* für einen direkten Vergleich mit den vorliegenden Funden nicht in Frage. Dies gilt andererseits auch für die Form *Cervus elaphoides*, welche den Größenbereich unseres Materials deutlich unterschreitet.

Dagegen stimmen die neuen Funde aus den Oberen Mosbacher Sanden größtmäßig und morphologisch sowohl mit entsprechenden Elementen von *Cervus acoro-*

natus, dem von BENINDE 1937 aus den Mosbacher Sanden beschriebenen Edelhirsch, als auch mit der rezenten Form *Cervus elaphus* gut überein, was Vergleiche mit Materialien des Naturhistorischen Museums und des Paläontologischen Instituts Mainz zeigten.

Da eine Unterscheidung beider Arten aufgrund von Gebiß- und Skelettresten ohne Kenntnis der zugehörigen Geweihe jedoch nicht möglich ist, können die vorliegenden Edelhirschfunde vorläufig lediglich zu *Cervus* sp. gestellt werden.

Cervidae GRAY, 1821

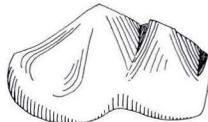
Capreolus FRISCH, 1775

Capreolus sp.

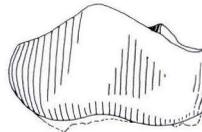
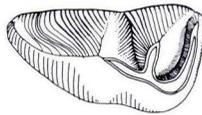
(Abb. 3)

Material: NMM 1968/336/10: p2 inf. sin.

Maße:	Länge der Krone	7,95 mm
	Breite der Krone	4,60 mm



(invers)



NMM 1968/336/10

Abb. 3. *Capreolus* sp.,
p2 inf. sin., $\times 3,2$.

Beschreibung: Die Krone dieses linken Unterkieferprämolaren ist vollständig erhalten, die beiden Wurzeln sind an der Basis abgebrochen. Die Schmelzfärbung ist hellbraun-dunkelfleckig. An der Zahnhinterwand befindet sich eine schwache Druckmarke. Die insgesamt nur geringe Abkautung läßt auf ein junges Tier schließen.

Der Prämolare zeigt im wesentlichen einen entsprechenden Bau wie das weiter oben beschriebene Stück von *Cervus* sp., teilweise bedingt durch die schwächere Usur bestehen im einzelnen jedoch verschiedene Unterschiede:

Bei der verhältnismäßig niedrigeren Krone sind Proto- und Metaconid noch zu einem zentralen Hügel vereinigt. Eine eigentliche Außenbucht zwischen Proto- und Hypoconid fehlt. Weiterhin ist auf der Zahninnenseite ein Paraconid nicht zu erkennen. Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei *Cervus* sp. ist die vordere Innenbucht

nur seicht angelegt. Ebenso ist im vorliegenden Fall der linguale Sinus zwischen Meta- und Entoconid breiter und weniger weit nach labial ausgedehnt. Dagegen erscheint die hintere Innenbucht tiefer eingeschnitten und dem äußeren Zahnrand stärker genähert. Schließlich ist das Entostylid am Hinterrand der Krone flacher und erhebt sich an seinem lingualen Ende nur wenig über die Kronenbasis.

Beziehungen und Vergleiche: Obwohl morphologisch gute Übereinstimmung besteht, ist der vorliegende Prämolare etwas kleiner als entsprechende Zähne von vergleichsweise gemessenen *Capreolus*-Mandibeln des Naturhistorischen Museums Mainz aus tieferen Abschnitten der Mosbacher Sande. Die an 15 Exemplaren festgestellten mittleren Längen- und Breitenwerte betragen hier 8,1 bzw. 5,4 mm. Nach Größe und Ausbildung der Zahnkrone besteht jedoch starke Ähnlichkeit mit vorderen Prämolaren des rezenten Rehs *Capreolus capreolus*.

Die bisher nur aus den Mittleren Mosbacher Sanden überlieferten Rehfunde wurden von KAHLKE (1960, S. 68) bearbeitet und zu der Art *Capreolus suessenbornensis* KAHLKE gestellt, welche auch im Pleistozän von Süßenborn und Voigtstedt vertreten ist.

Wie für die Edelhirsche gilt auch hier, daß pleistozäne und rezente Form sich ohne Vergleich ihrer Geweihe nicht auseinanderhalten lassen. Das durch einen isolierten Unterkieferprämolaren aus den Oberen Mosbacher Sanden belegte Reh kann deshalb hier nur als *Capreolus* sp. bestimmt werden.

4. Zusammenfassung

Die bis in jüngste Zeit spärliche Kenntnis der Säugetiere aus den Oberen Mosbacher Sanden wurde unlängst durch Beschreibung verschiedener Insectivoren als Teil einer im Steinbruch Dyckerhoff bei Wiesbaden gesammelten Kleinsäugerfauna erweitert.

Einige ebenfalls aus den Oberen Mosbacher Sanden des Dyckerhoff'schen Steinbruchs inzwischen geborgene Einzelreste von Cerviden sind Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Cervus sp. ist durch einen linken unteren p3, durch ein linkes distales Metacarpalfragment sowie eine rechte distale Metatarsalgelenkrolle belegt. Das Vorkommen von *Capreolus* sp. wird durch einen linken unteren p2 angezeigt.

Eine Diskussion der stratigrafischen und klimatischen Verhältnisse der Oberen Mosbacher Sande unter Berücksichtigung aller während der letzten Jahre getätigten Neufunde soll einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Schriftenverzeichnis

- BAHLO, E. & MALEC, F.: Insectivoren (Mammalia) aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden-Biebrich/Hessen. — Mainz. naturw. Arch., **8**, S. 56—76, 5 Abb., 2 Taf., Mainz 1969.
- Rodentia (Mammalia) aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden (Hessen). — Mainz. naturw. Arch., **10**, Mainz 1972. [Im Druck]
- BENINDE, J.: Über die Edelhirschformen von Mosbach, Mauer und Steinheim a. d. Murr. — Palaeont. Z., **19**, 1/2, S. 76—166, 4 Abb., 3 Taf., Berlin 1937.

- HEINTZ, E.: Les Cervidés Villafranchiens de France et d'Espagne. — Mém. Mus. Nat. Hist., N. Sér. C, **22**, (2), S. 1—206, 319 Abb., 131 Tab., Paris 1970.
- KÄHLKE, H.-D.: Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach (Biebrich-Wiesbaden). — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin (Kl. Chem., Geol. u. Biol.), Jg. 1959, **7**, S. 1—76, Berlin 1960.
- Revision der Säugetierfaunen der klassischen deutschen Pleistozän-Fundstellen von Süssenborn, Mosbach und Taubach. — Geologie, **10**, 4/5, S. 493—532, 7 Taf., Berlin 1961.
- Die Cerviden-Reste aus den Tonen von Voigtstedt bei Sangershausen. — Paläont. Abh., A, **2**, 2/3, S. 379—426, 35 Abb., 10 Taf., Berlin 1965.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 25–30	2 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	----------------

Oligozäne Vertreter der alligatorinen Krokodilgattung *Diplocynodon*

Von

DIETRICH E. BERG, Mainz*

Mit 2 Tafeln

Kurzfassung: Anhand bisher unveröffentlichter Materialien werden frühere Untersuchungen des Verf. über das Genus *Diplocynodon* POMEL 1847 fortgeführt (BERG 1966, 1967). Die Funde lassen sich zwanglos nach den diagnostischen Merkmalen, speziell der vorwiegend überlieferten Mandibelreste, jenem Artenspektrum zuordnen, das durch *D. hantoniensis*, *D. gervaisi* und *D. rateli* charakterisiert ist und bei dem eine zunehmende Streckung bestimmter Schädelproportionen zu beobachten ist.

Summary: Further investigations (see BERG 1966, 1967) are made into the genus *Diplocynodon* POMEL 1847. The described specimens show relationship with *D. hantoniensis*, *D. gervaisi* and *D. rateli*. In this „Artenreihe“ an elongation of certain skull(mandibel) proportions is visible.

I. Einleitung

Krokodilfunde sind zwar als Indikatoren für die stratigraphische Position einer Schichtenfolge nur bedingt verwendbar, wie vom Verf. kürzlich (BERG 1969) für das europäische Tertiär in einer Übersicht dargelegt wurde, doch gestatten sie auf andere Weise ermittelte biostratigraphische Befunde zumindest abzusichern. Aus diesem Grunde empfiehlt es sich, auch die Krokodilreste im Vertebratenmaterial einer Fundstelle wenn möglich genauer zu untersuchen und artlich zu diagnostizieren. Für die Erkennung oder Abgrenzung einer Spezies genügt oft schon ein häufig überlieferter Unterkieferast. Welche Feststellungen zu erzielen sind, zeigen beispielsweise erneut die folgenden Untersuchungen von solchen Resten aus zwei oligozänen Lokalitäten. Im ersten Falle geben bei einem Fund aus dem hessischen Melanienton die paläontologischen Feststellungen einen weiteren Hinweis auf das Alter der Fundschichten, im zweiten Fall resultiert bei gesicherter Altersstellung der Argiles von Marseille umgekehrt eine Ergänzung unserer Vorstellungen über die phylogenetische Abwandlung der Schädelproportionen durch zunehmende Streckung der Kiefer bei der Gattung *Diplocynodon* im Laufe des Tertiärs.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. D. E. BERG, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

2. *Diplocynodon* im hessischen Melanienton (Unteroligozän)

Der hessische Melanienton ist nach heutiger Kenntnis (RITZKOWSKI 1965, 1967) in das Unteroligozän zu stellen. Erstmals wurden daraus Krokodilreste durch GRAMANN (1958) genauer beschrieben und ein Unterkieferrest der alligatorinen Art *Diplocynodon hantoniensis* (WOOD 1844) zugeordnet. Diese Art kommt aber an der englischen Typlokalität Hordwell/Hampshire in den Lower Headon Beds vor, in Schichten also, die heute als jüngeres Eozän (Marines., also sogar älter als Montmartre) eingestuft werden. Es finden sich *Diplocynodon*-Reste zwar auch in jüngeren Horizonten des Hampshire Beckens, insbesondere auf der Isle of Wight, wie schon GRAMANN (1958, S. 78) feststellte, doch ist die artliche Zugehörigkeit dieser Reste ungesichert. Wegen des Vorkommens in eozänen Schichten der Typlokalität einerseits und möglicherweise in oligozänen Schichten andererseits ist das durch GRAMANN signalisierte Vorkommen von *D. hantoniensis* im Melanienton, also unter dem mittelloligozänen Rupelton, von besonderem Interesse.

Dr. T. SCHELLMANN, Hanau, entdeckte nun an der Fundstelle, aus der auch der von GRAMANN beschriebene Rest stammt, in etwa gleichem Niveau¹⁾ (RITZKOWSKI 1965, S. 15) einen weiteren Mandibelrest eines *Diplocynodon*. Bei dieser Fundstelle handelt es sich um die Braunkohlentagebaue Altenburg bei Borken (ca. 35 km ssw. Kassel) die den Melanienton angeschnitten haben. Von Herrn Dr. SCHELLMANN wurde der Neufund dem Verf. dankenswerter Weise zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt, so daß es jetzt möglich ist, Ergänzungen zu der von GRAMANN gegebenen Diagnose der Krokodilreste mitzuteilen.

Bei der Teilrevision verschiedener *Diplocynodon*-Arten durch den Verf. (BERG 1966, S. 35f.) wurde die Spezies *D. hantoniensis* bereits anhand der Typen im British Museum (Natur. Hist.), London, näher umrissen. Hierbei ergab sich, daß dieser Art generell ein charakteristischer Symphysen-Index (Verhältnis Länge zu Höhe der Unterkiefer-Symphyse) von 180 bis 185 zukommt, während bei dem von GRAMANN publizierten Fund der Index nur ca. 160 beträgt und zusätzliche Unterschiede in der Zahnstellung (kein deutlicher Zwischenraum zwischen 6. und 7. Zahn) zeigt.

Aufgrund des Symphysenwertes allein wäre formal nach dem bisherigen Stand unserer Kenntnis über den Ablauf der Symphysenstreckung bei *Diplocynodon* für den ersten Fund aus Altenburg nicht oligozänes, sondern eozänes Alter anzunehmen. Es wäre demnach in die Nähe der Lutetfunde aus Messel zu rücken.

Vermerkt sei hier nur am Rande, daß die Fauna der bei Darmstadt gelegenen Ölschieferfundstelle Messel im Gegensatz zu einer noch zu diskutierenden Einzelbeobachtung von HARTENBERGER (1971, S. 102) nicht als Cuis., sondern nach ihrem Gesamtbild weiterhin als Lutet einzustufen ist, vgl. TOBIEN (1968).

Nicht berührt wird die vorliegende Diskussion übrigens auch von der Frage der formalen Grenzziehung zwischen Eozän und Oligozän, d. h. von der Frage, ob das Lud. (Schichten die dem Niveau der Gipse von Montmartre entsprechen) schon als Oligozän im Sinne von BEYRICH anzusehen ist, oder ob man es weiterhin in das Eozän stellt.

Der nun im folgenden beschriebene Neufund aus dem Tagebau Altenburg wird Antwort zumindest auf einen Teil der angeschnittenen Fragen geben können. Inge-

¹⁾ Es handelt sich um den älteren (limnischen) Horizont des Melanientons (RITZKOWSKI 1969, S. 256).

samt liegen das Fragment eines linken und Bruchstückes des rechten dentalen Teiles eines Krokodilunterkiefers vor (Taf. 1). Ausweislich der Übereinstimmung im Verlauf der Symphysen-Naht wie auch aufgrund der Fundumstände ist anzunehmen, daß beide Kieferäste von einem Individuum stammen. Vom linken Dentale ist ein von der 1. Zahnalveole bis zum Vorderrand der 15. reichender Abschnitt erhalten; noch vorhandene Zähne besitzen glatte Kronen, sind also im Gegensatz beispielsweise zu einer der in Messel vorkommenden Arten der Gattung *Diplocynodon* nicht kanneliert. Die maximalen (Längs-) Durchmesser der einzelnen Alveolen dokumentieren die Stärke der einzelnen Zähne, auch wenn diese verlorengingen. Folgende Werte sind hier am linken Dentale zu messen:

1. ca. 6 (mm)	4. 6,1	7. ca. 4,5	10. 5,7	13. 6,1
2. 3,9	5. 3,8	8. 3,6	11. 6,2	14. 5,9
3. 5,8	6. 4,6	9. 3,0	12. 6,1	15. etc. . . .

Analog zu anderen *Diplocynodon*-Arten an der Wende Eozän/Oligozän ist mit einer ursprünglichen Zahl von 19 oder 20 Unterkieferzähnen zu rechnen, sowohl der Fund von GRAMANN wie auch der Neufund werden also mehr als jeweils 15 Alveolen besessen haben, sind also unvollständig. Von den Meßergebnissen ist hervorhebenswert die kräftige und etwa gleichstarke Ausbildung des 3. und 4. Zahnes, deren eng benachbarte Stellung gleichsam als Eckzahnpaar typisch für *Diplocynodon* ist.

Auch die sonstige Entwicklung der Zahnreihe ist ganz ähnlich, wie bei anderen Arten dieser Gattung generell zu beobachten. Einmal ist dieses die spezielle Anordnung der Zähne auf dem Kiefer, ferner der Größenanstieg vom relativ kleinen 5. zum wieder kräftigen 10. Zahn. Labial hinter der 14. Alveole ist eine leichte, grubenartige Eindellung für die Spitze eines seitlich auf den Unterkiefer einschlagenden Oberkieferzahnes festzustellen. Gleichartige Biß-Marken finden sich immer wieder auf den Kiefern. Eine spezifische Eigentümlichkeit des Neufundes wie auch des früheren Fundes aus Altenburg ist dagegen ein größerer Abstand zwischen 7. und 8. Zahn, ein solcher Interdentalraum findet sich bei den englischen Funden von *D. hantoniensis* an anderer Stelle und zwar hinter dem 6. Zahn. In dieser Beziehung ergeben sich Parallelen zwischen den Altenburg-Funden und der glattzahnigen *Diplocynodon*-Art im Eozän von Messel.

Für die Reste des rechten Unterkieferastes des Neufundes gelten die gleichen Feststellungen, die am linken getroffen werden können. Das Spleniale am Kieferinnenrand ist dem dentalen Ast in beiden Fällen verloren gegangen. Der beiden Ästen gemeinsame Symphysenwert beläuft sich auf abgerundet 180 (S.-Länge 20,5; S.-Höhe 11,3), liegt also bei dem Neufund in der gleichen Größenordnung wie bei den von *Diplocynodon hantoniensis* sonst bekannten Werten, jedoch ist zu berücksichtigen, daß es sich (wie ein Größenvergleich mit dem früheren Fund zeigt) um ein deutlich kleineres, vermutlich jüngeres Individuum handelt. Bei größeren Exemplaren ist der Indexwert erfahrungsgemäß stets kleiner.

Aus der schon auf den ersten Blick feststellbaren großen Ähnlichkeit der Altenburg-Funde und den sonstigen Feststellungen ergibt sich, daß sie als artlich identisch angesehen werden können, welcher Art sie aber zuzuordnen sind, ist erst aufgrund weiterer Messungen zu entscheiden.

Stellt man sowohl die minimalste Höhe des Unterkieferastes wie auch die Entfernung zwischen 3./4. und 10. Zahn fest (BERG 1966, S. 45), so läßt sich aus beiden Werten ein Quotient bilden, der ähnlich wie der Symphysen-Index den Grad der Kieferstreckung erkennen läßt. Bei Werten von $10,3 : 37,5$ (mm) errechnet sich dieser Unterkieferwert zu 27,5. Ein derartiger Wert trennt nun eindeutig den Altenburg-Neufund von den eozänen Funden aus Messel mit weitaus höheren Werten (40—50) aber auch von denen des Hampshire Beckens (generell über 30).

Folgendes Fazit ist daraus zu ziehen: die *Diplocynodon*-Funde aus dem hessischen Melanienton von Altenburg/Borken zeigen zwar Anklänge an eozäne Funde, unterscheiden sich aber durch stärkere relative Streckung der Kieferäste (entspr. den errechneten Unterkieferwerten) von diesen. Der Grad der Streckung weist auf ein oligozänes Alter der Funde, die Datierung des Melanientones als Unteroligozän wird damit erneut gestützt. Paläontologisch ist festzuhalten, daß die Funde aus Altenburg nicht zur Art *D. hantoniensis* im definierten Sinne gehören, sondern möglicherweise einer „Population“ entstammen, die sich vielleicht aus *D. darwini* (LUDWIG 1877), der einen Art aus Messel über noch unbekannte Zwischenform entwickelt hat. Eine definitive Feststellung kann ohne weitere Materialkenntnis und ohne weitere Kenntnis der ebenfalls oligozänen Art *D. gervaisi* und der unten beschriebenen Art nicht getroffen werden, die Funde sind deshalb zweckmäßig als *Diplocynodon* aff. *hantoniensis* (WOOD 1844) taxonomisch einzuordnen.

3. *Diplocynodon* in den südfranzösischen Argiles des Marseille (Mitteloligozän)

Unter den umfangreichen Beständen des Naturhistorischen Museums in Basel befanden sich bislang nicht näher bestimmte Krokodilreste aus dem Rupel. von St. André bei Marseille (zur Datierung dieser Fundstelle vgl. THENIUS 1959, S. 41, 46). Für die Entleihung des Materials danke ich besonders Herrn Dr. J. HÜRZELER als Vorstand der Osteologischen Abteilung des genannten Museums. Es handelt sich bei den Resten neben Oberkieferfragmenten um den Rest eines Schädeldaches, dessen gestreckt ovale Supratemporalfenster (Taf. 2) darauf hinweisen, daß dieses Material kaum von der im französischen Oligozän bekannten Art *D. gervaisi* stammen kann, bei der diese Schädelöffnungen anders gestaltet sind. Die Form der Öffnungen, wie auch ein relativ schmal nach vorn zulaufendes Frontale deuten eher auf Beziehungen zur jüngeren, aquitanen Art *D. rateli/gracilis* (zur Nomenklatur s. BERG 1966, S. 35). Für eine genauere Bestimmung bieten sich auch im vorliegenden Fall wieder die gefundenen Unterkieferreste an; sie sind allein für die folgende Beschreibung maßgeblich, zwar ist zu vermuten, daß Ober- und Unterkieferreste von einer Art, z. T. vielleicht sogar von einem Individuum stammen, doch ist dieses nicht beweisbar.

Die Gattungs-Zuweisung als *Diplocynodon* ist aufgrund des Eckzahn-Paares leicht durchzuführen, bei der artlichen Identifizierung muß erneut auf die Indexwerte zurückgegriffen werden, da etwa eine Entscheidung nach der Zahnzahl wegen der Unvollständigkeit des Materials nicht möglich ist. Die Zahnkronen sind uncharakteristisch glatt.

Der Symphysenwert ergibt sich aus $31,5:15,8$ zu rund 200, liegt also in der Größenordnung der erwähnten aquitanen Art; der Unterkieferwert der vorlie-

genden Mandibeläste beläuft sich auf 24,6 (linker Ast 15,2:62,0; rechter Ast 15,3:62,1), ist also wiederum mit den von der Aquitan-Form bekannten Werten (rd. 24—28) vergleichbar. Bei der Bestimmung des Unterkieferwertes ist übrigens zu beachten, daß aus dem Vergleich vom rechten und linken Kieferast gefolgert werden muß, daß rechts zwischen 9. und 10. Zahn ein zusätzlicher Zahn eingeschaltet ist, der in der folgenden Meßtabelle als 9a geführt wird. Vor dem 10. Zahn ist jeweils seitlich eine der bekannten Gruben für einen einschlagenden Oberkieferzahn festzustellen, ebenso hinter dem 13. Zahn. Interdentalräume treten hinter dem 6. und besonders deutlich hinter dem 7. Zahn auf.

Alveolendurchmesser rechts:

1. ca. 6,5	4. ca. 8,0	7. 5,7	9a. ca. 6,2	12. ca. 8,0
2. ca. 6,0	5. 5,4	8. 6,4	10. ca. 7,2	13. 6,3
3. ca. 7,0	6. 5,5	9. ca. 4,5	11. 8,7	14. etc. . . .

Alveolendurchmesser links:

1. 6,8	4. 7,8	7. ca. 5,5	10. 7,9	13. ca. 7,0
2. 5,0	5. 5,1	8. ca. 6,0	11. 8,8	14. etc. . . .
3. ca. 7,1	6. ca. 5,0	9. ca. 6,5	12. 7,5	

Morphologische Unterschiede gegenüber der Aquitan-Art sind vorerst — abgesehen von der sehr wenig unterschiedlichen Ausbildung des Schädeldaches — allein in einer weniger ausgeprägten ovalen Streckung der Unterkieferalveolen gegeben, die ovale Streckung der Alveolen ist bei *D. rateli* besonders auffällig. Der Fund von Saint André dokumentiert somit aufgrund der vorliegende Befunde erneut, daß *D. rateli* bereits sehr ähnlich gestaltete Vorläufer im Mitteloligozän besaß, wie auch schon das früher (BERG 1966, S. 41) festgestellte Vorkommen in etwa gleichalten Schichten von Gergovie zeigte und was auch ein Fund aus Villebramar (BRUNET 1970, S. 2538) nahelegt. — Die Funde von St. André sind, in Analogie zum ersten hier beschriebenen Beispiel, als *Diplocynodon* aff. *rateli* (POMEL 1847) zu bestimmen.

4. Zusammenfassung

Ein von GRAMANN 1958 signalisiertes Vorkommen von *Diplocynodon hantoniensis* im unteroligozänen Melanionton Hessens ließ sich unter Einbeziehung eines Neufundes nur bedingt bestätigen. Gegenüber den Funden aus den eozänen Lower Headon Beds der Typlokalität zeigen die Reste aus Altenburg/Borken Unterschiede, weshalb sie hier als *Diplocynodon* aff. *hantoniensis* bezeichnet werden.

Schädelreste einer *Diplocynodon*-Art aus dem mittleren Oligozän (Rupel.) von St. André bei Marseille weisen weniger morphologische Beziehungen zu der aus Ronzon bekannten oligozänen Art *D. gervaisi* als vielmehr zur aquitanen Spezies *rateli* auf, augenscheinlich dokumentiert sich hier ein mitteloligozäner Vorläufer von *D. rateli*, entsprechend werden die Reste als *Diplocynodon* aff. *rateli* bestimmt.

Schriftenverzeichnis

- BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eoän von Messel bei Darmstadt/Hessen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **52**, 105 S., 11 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1966.
- Aquitane Krokodile vom „Hessler“ (Wiesbaden-Biebrich) und anderen rheinhessischen Fundstellen. — Mz. naturwiss. Arch., **5/6**, S. 186—193, 4 Abb., Mainz 1967.
- Characteristic Crocodiles of the Paleogene in Europe. — Mém. BRGM, **69**, S. 73—75, 1 Abb., Paris 1969.
- BRUNET, M.: Villebramar (Lot-et-Garonne): très important gisement de Vertébrés Stampien inférieur du Bassin d'Aquitaine. — C. R. Acad. Sci., D **270**, S. 2535—2538, Paris 1970.
- GRAMANN, F.: Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (WOOD) aus dem unteroligozänen Melanienton Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 77—78, Taf. 8, Wiesbaden 1958.
- HARTENBERGER, J. L.: Contribution à l'étude des genres *Gliravus* et *Microparamys* (Rodentia) de l'Éocène d'Europe. — Palaeovertebrata, **4**, S. 97—135, 18 Abb., 5 Taf., Montpellier 1971.
- RITZKOWSKI, S.: Das marine Oligozän im nördlichen Hessen, Stratigraphie und Paläogeographie. Diss., 194 S., 28 Abb., Marburg 1965.
- Die Feingliederung des Hessischen Melanientons (Unteroligozän, nördliches Hessen). — Geologica et Palaeontologica, **1**, S. 97—100, 2 Abb., Marburg 1967.
- Stratigraphie der eozaenen/oligozaenen Sedimente im nördlichen Hessen und ihre Parallelisierung zu anderen Tertiaergebieten. — Mém. BRGM., **69**, S. 255—258, Paris 1969.
- THENIUS, E.: Tertiär, 2. Wirbeltierfaunen. — Handb. stratigr. Geol., **3**, 2, 328 S., 12 Abb., 10 Taf., Stuttgart (Enke) 1959.
- TOBIEN, H.: Das biostratigraphische Alter der mitteleozänen Fossilfundstelle Messel bei Darmstadt (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**, S. 111—119, 1 Abb., Wiesbaden 1968.

Autoren der erwähnten Arten siehe in BERG 1966.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Fig. 1. *Diplocynodon* aff. *hantoniensis* (WOOD), Mandibelfragmente, Unteroligozän (Melanienton), Altenburg bei Borken (N.Hessen). Coll.: Dr. T. SCHELLMANN, Hanau.

Fig. 2. Außenansicht des linken Unterkieferastfragmentes. Die Zähne sind nur unvollständig erhalten, ihre Kronen waren ursprünglich jeweils \pm konisch.

Fig. 3. Innenansicht des linken Unterkieferastes mit Symphyse, sowie Symphysenteil des rechten Astes.

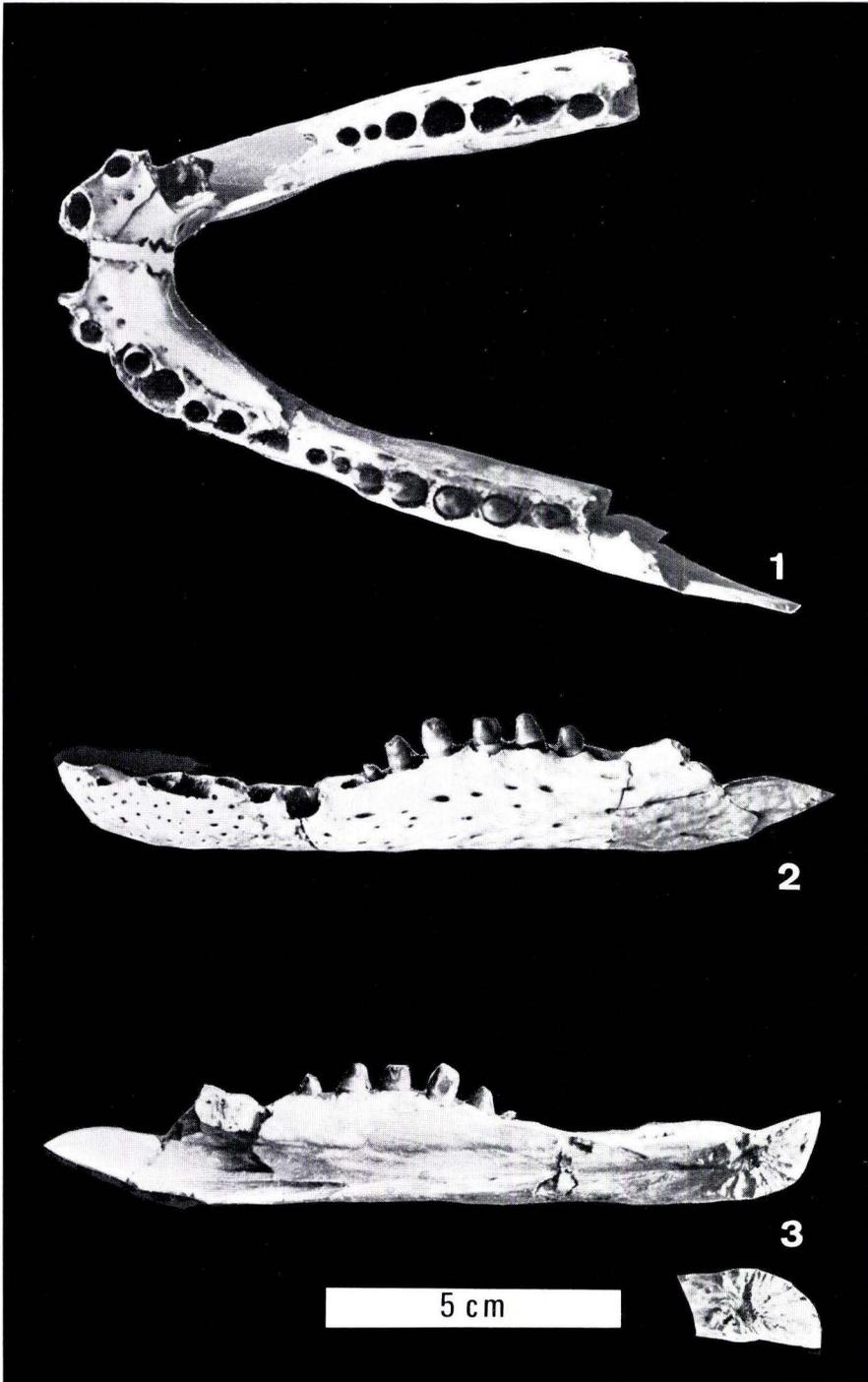
Tafel 2

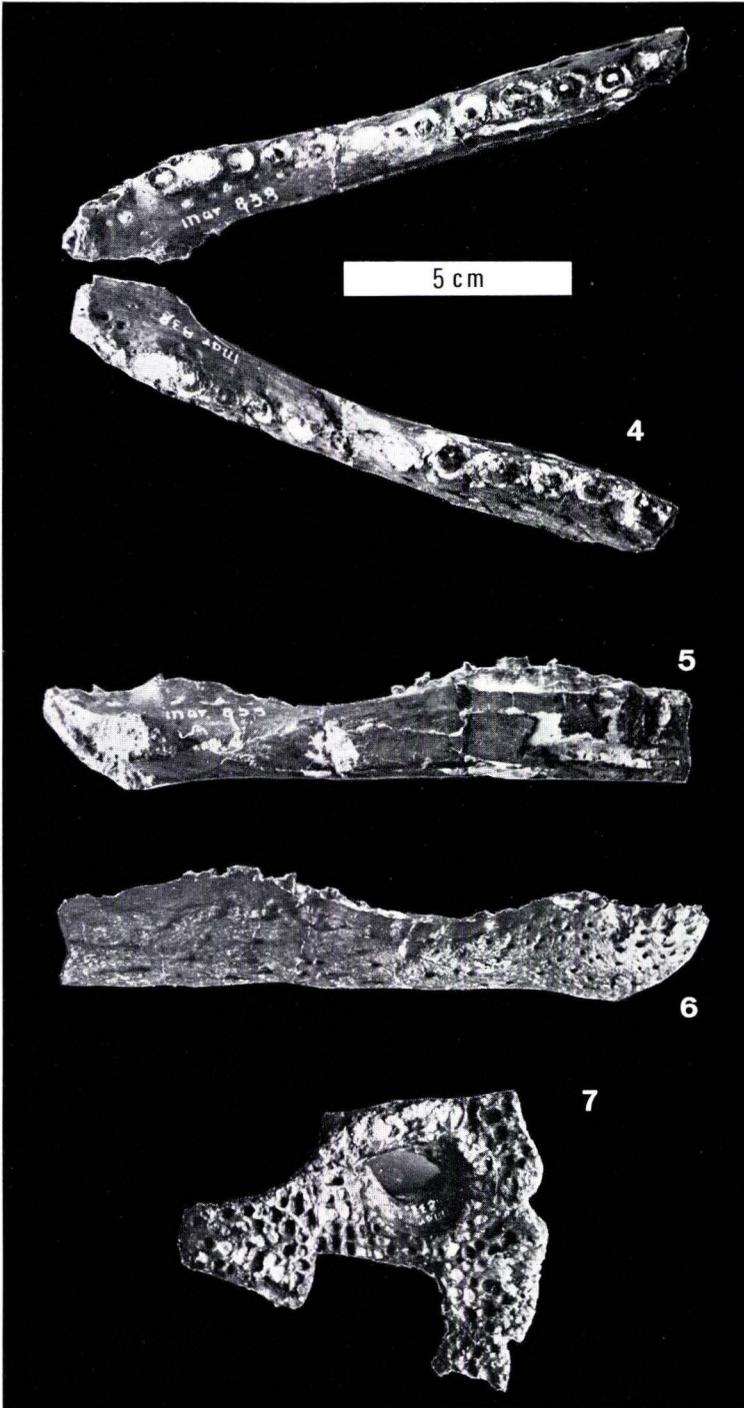
Fig. 4. *Diplocynodon* aff. *rateli* (POMEL), Mandibelrest, Mitteloligozän (Argiles des Marseille), St. André bei Marseille. Coll.: Naturhist. Museum Basel, Inv. Nr. Mar 838.

Fig. 5. Innenansicht des rechten Unterkieferastfragmentes.

Fig. 6. Außenansicht des rechten Unterkieferastfragmentes.

Fig. 7. (?) zugehöriger Schädeldachrest, Inv. Nr. Mar 833.





Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 31–43	5 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	----------------

Ein bemerkenswerter Schädelrest eines unterpermischen Labyrinthodontiers (Amphibia) aus dem Saargebiet

Von

JÜRGEN A. BOY, Mainz*

Mit 5 Abbildungen

Kurzfassung: Der hintere Abschnitt einer gut verknöcherten Schädelkapsel aus dem Unter-Perm des Saargebietes wird beschrieben. In allen wesentlichen Punkten (Proportionen, Form des Hinterhaupt-Condylus und Lage der Schädelforamina) werden Übereinstimmungen mit der Gattung *Eryops* (Unter-Perm, Texas) aufgezeigt. Darüber hinaus werden einzelne bislang unbekannte Ansatzstellen für Teile der Nackenmuskulatur angegeben. Zur Abgrenzung gegen *Eryops* kann der geringere Verknöcherungsgrad der dorsalen Schädelpartien (Bereich des Tectum synoticum und der dorsalen Sphenoidalregion) sowie die geringere Beteiligung des Parasphenoid an der Umrandung der Fenestra ovalis herangezogen werden.

Da zugehörige Teile des Schädeldaches fehlen, ist eine exakte Bestimmung des Schädelrestes nicht möglich. Auf Grund der großen Ähnlichkeit mit *Eryops* und dem ebenfalls den Eryopidae zuzurechnenden *Actinodon frossardi* GAUDRY ist eine Zuordnung zu „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN) am wahrscheinlichsten.

Summary: The posterior part of a well-ossified brain-case from the Lower Permian of the Saar area is described. The brain-case resembles that of *Eryops* (Lower Permian, Texas) in its main aspects (proportions, shape of the occipital condyles, and location of skull foramina). The specimen differs from the skull of *Eryops* in the lesser degree of ossification in the dorsal skull (region of tectum synoticum and dorsal sphenoid) and in the smaller participation of the parasphenoid in framing the fenestra ovalis. In addition, the previously unknown areas of insertion for nuchal musculature have been recognized.

Due to the absence of the whole skull roof, a definite taxonomic assignment is not possible for the specimen. Because of the similarities to the brain-cases of Eryopidae (*Eryops* and *Actinodon frossardi* GAUDRY) association of the fragment with “*Actinodon*” *latirostris* (JORDAN) seems probable.

I. Einleitung

Durch hervorragend erhaltene Fundstücke, insbesondere aus dem Perm von Texas und des Vorural-Gebietes, sind wir über die vielfältigen Organisationsformen innerhalb der Labyrinthodontier, speziell der Rhachitomen, recht gut unterrichtet.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. A. BOY, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Leider wissen wir aber relativ wenig über den Bau der Schädelkapsel dieser in vieler Hinsicht sehr interessanten Amphibiengruppe. Der Grund hierfür ist in der ungenügenden Verknöcherung des Neurokranium besonders bei den erdgeschichtlich jüngeren Vertretern zu suchen. Annähernd vollständig ist dieses bei den Rhachitomen nur von den beiden Gattungen *Edops* (s. ROMER & WITTER 1942) und *Eryops* (s. SUSHKIN 1926, DEMPSTER 1935, SAWIN 1941, WATSON 1962) und in einzelnen Partien von *Trimerorhachis* (s. WATSON 1956), *Dissorophus* und *Tersomius* (s. CARROLL 1964, DEMAR 1968), *Trematops* (s. OLSON 1941), *Platyops* und *Melosaurus* (s. KONZHUKOVA 1955a, 1955b) sowie einigen Trematosauroida (s. SÄVE-SÖDERBERGH 1936, 1944; NILSSON 1946) bekannt.

Da im allgemeinen das Neurokranium von umweltbedingten Anpassungserscheinungen weitgehend unbeeinflusst bleibt, ist es besonders gut zur Rekonstruktion verwandtschaftlicher Beziehungen zu gebrauchen. Zwar konnte in neuester Zeit durch detaillierte Untersuchungen des Schädeldaches und des Gaumens die phylogenetische Entwicklung der Rhachitomen und damit auch deren systematische Einteilung in einigen Punkten geklärt werden; jedoch mußte bisher die Evolution des Neurokranium wegen der geringen fossilen Belege unberücksichtigt bleiben. Deshalb wäre für die Zukunft neben der Suche nach neuen Formen gerade eine intensivere Suche nach weiteren Daten über den Schädelbau der bereits bekannten Gattungen wünschenswert.

So möchte ich an dieser Stelle ein Schädelfragment vorstellen, das unsere Kenntnis über die allgemeine Organisation der Rhachitomen kaum bereichert, weil es mit einer bereits gut bekannten Gattung nahe verwandt ist, das uns aber neue Daten über die verwandtschaftlichen Beziehungen einer im europäischen Perm weit verbreiteten Gruppe von Rhachitomen liefert.

2. Erhaltung und Biostratonomie

Ich fand diesen Rest bei der Durchsicht des *Archegosaurus*-Materials im Geologischen Museum der Saarbergwerke in Von der Heydt/b. Saarbrücken in einer Sammlungsschachtel zusammen mit anderen Schädelfragmenten, die aber offensichtlich nicht von demselben Individuum stammen. Als Fundort wird das berühmte Toneisenstein-Vorkommen von Lebach/Saar angegeben. Durch Vergleich mit anderen Etiketten in derselben Sammlung konnte ich feststellen, daß dieses Material in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wahrscheinlich von C. E. WEISS (einem der frühesten geologischen Bearbeiter des saarpfälzischen Permokarbon) gesammelt und als *Archegosaurus decheni* GOLDFUSS bestimmt wurde.

Leider ist nur der hintere Teil der weitgehend verknöcherten Schädelkapsel erhalten. Die vorderen Partien waren vermutlich bei der Fossilbergung abgebrochen und sind nicht mehr auffindbar. Das umhüllende Gestein, ein braungrauer Tonstein, weist infolge der frühdiagenetischen Ausfällung und Kristallisation von Eisenkarbonaten nur geringfügige Setzungserscheinungen auf. So ist der schwarze, wahrscheinlich bitumenhaltige Knochen im wesentlichen unverdrückt geblieben. Lediglich einige besonders voluminöse Partien, wie die Otikalregion, sind in sich etwas zerbrochen, wobei einzelne Knochenteile leicht gegeneinander verschoben

sein können. Dadurch ist allerdings die Gesamtrekonstruktion des Schädels erschwert und die Angabe exakter Maße unmöglich gemacht.

Erstaunlicherweise ist dieses Exemplar ohne die in enger knorpeliger Verbindung stehenden Schädeldach-Elemente (Parietale, Postparietale, Supratemporale, Tabulare) überliefert worden. Eine solche Einbettung isolierter Neurokranien ist bei Labyrinthodontiern äußerst selten. Sie ist mir nur aus dem Perm von Texas bekannt, wo oft einzelne Skelettelemente wie auch artikulierte Skeletteile nach kurzem Transport sehr schnell in zumeist fluviatilen Serien eingebettet worden sind. Die Lebacher Toneisensteine sind dagegen im lakustrinen Bereich unter Stillwasserbedingungen entstanden. Eine Frachtsonderung kommt hier also nicht in Frage. Die meisten der recht zahlreichen Labyrinthodontier (überwiegend *Archegosaurus*) sind demzufolge vollständig erhalten; lediglich vereinzelt treten mehr oder weniger disartikulierte Skelettelemente auf. Letztere wurden wahrscheinlich während befristeter Perioden mit überdurchschnittlich hohem O₂-Gehalt im bodennahen Wasser abgelagert, was zu einem teilweisen Aufdriften der stärker als gewöhnlich mit Verwesungsgasen gefüllten Leichen führte und eine räumliche Streuung der sich langsam aus dem Verband lösenden Skeletteile bewirkte. Auf ähnliche Weise wäre in vorliegendem Falle die Trennung von Schädeldach und Schädelkapsel, begünstigt durch die ausschließlich knorpelige Verbindung der beiden Parteien, zu denken.

3. Beschreibung und Diskussion

cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN 1849)

Fundort: Lebach/Saar.

Fundschieht: Grenzbereich Odernheim-/Disibodenberg-Schichten (= Mittlere-/Obere Lebacher Gruppe), Unter-Rotliegendes, Unter-Perm.

Material: Geologisches Museum der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c.

3.1. Beschreibung

Das vorliegende Schädelfragment besteht aus der Basalplatte des Parasphenoid (mit Ausnahme ihrer vordersten und lateralsten Parteien), dem hinteren Abschnitt der Sphenoidalregion, der vollständigen Otikalregion mit dem Parotikal-Fortsatz und der fast kompletten Occipitalregion mit dem Hinterhaupt-Condylus. Die verschiedenen Knochenelemente sind völlig miteinander verwachsen, so daß bis auf die Abgrenzungen des Parasphenoid keine Suturen sichtbar sind. Eine Unterteilung des Schädels in einzelne Regionen kann deshalb nur mit Hilfe der Schädel-Topographie und der Lage der Schädel-Foramina vorgenommen werden. In seiner Gesamtheit ist der Schädel auffallend breit und flach, also typisch „platybasisch“, und darin sehr ähnlich der Schädelkapsel von *Eryops*.

Im folgenden wird auf eine eingehende Beschreibung solcher Daten, die allen Rhachitomen gemeinsam und folglich gut bekannt sind (s. etwa ROMER 1947), verzichtet. Lediglich spezifische Merkmale sollen hier erörtert werden. Im übrigen verweise ich auf die Abbildungen im Text.

Das Parasphenoid (PspH; Abb. 1–3) ist dicht hinter dem Ansatz des Processus cultriformis abgebrochen, und auch seine anterolateralen Parteien, die den Processus

basipterygoideus von ventral umfassen, fehlen. So ist leider nicht mehr festzustellen, ob zwischen der Basis cranii und dem Pterygoid eine gelenkige oder eine suturale Verbindung besteht. An den Bruchstellen sind die enchondralen Anteile von Parasphenoid und Basisphenoid derart eng miteinander verwachsen, daß die Grenze zwischen den beiden Elementen nicht mehr festgelegt werden kann.

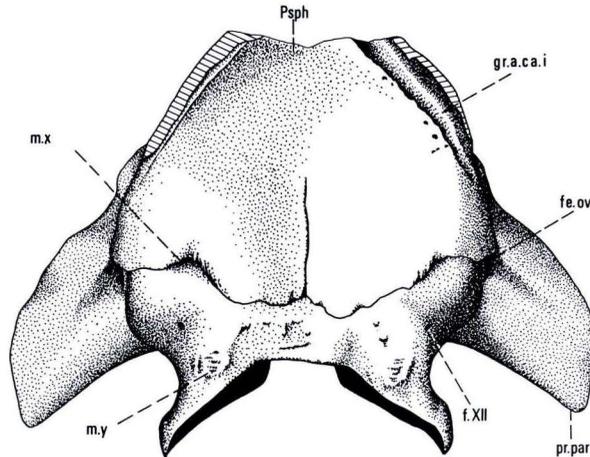


Abb. 1. cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN); Lebacher Gruppe, Unter-Rotliegendes, Unter-Perm; Lebach/Saar. Sammlung der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c. — Rekonstruktion des Schädelfragmentes in Ventralansicht. $\times 1,6$.

?Eoc: ?dorsaler Anteil der Exoccipitalia, Psph: Parasphenoid, c.n.pal.VII: Kanal N. palatinus VII, cr.par: ?Crista parotica, cr.sel: Crista sellaris, cr.sbmed: Crista submedullaris, fe.ov: Fenestra ovalis, f.nut: Foramen nutritium, f.prot: Foramen prooticum, f.vag: Vagus-Foramen, f.v.cap.d: Foramen V. capitis dorsalis, f.VI: Foramen N.VI, f.XII: Foramen N.XII, fo.m.rect: Rezeß für den Rectus-Anteil der Augenmuskulatur, do.sel: Dorsum sellae, gr.a.ca.i: Furche A. carotis interna, gr.x, gr.y: Furchen noch unbestimmter Bedeutung, m.u, m.v: Insertionsstellen für Teile der dorsalen Nackenmuskulatur, m.x, m.y: Insertionsstellen für Teile der ventralen Nackenmuskulatur, m.z: Insertionsstelle für Muskel noch unbestimmter Bedeutung, pr.bp: Processus basipterygoideus, pr.par: Processus paroticus.

In ihrer Gestalt erinnert die glatte, auffallend kurze und breite Basalplatte des Parasphenoid sehr an *Eryops* (s. SAWIN 1941, Taf. 8a) und *Actinodon frossardi* GAUDRY (s. GAUDRY 1887, Taf. 3 Fig. 4; es bestehen aber deutliche Unterschiede zu dem von WATSON 1962, Abb. 1 abgebildeten Individuum). Allerdings reicht sie posterolateral nicht so weit nach hinten wie bei *Eryops* und begrenzt infolgedessen die Fenestra ovalis (fe. ov; Abb. 3) nur an ihrem vorderen und nicht an ihrem gesamten Ventralrand. Auch besitzt sie in ihrer hinteren Hälfte eine Mediannaht (Abb. 1), die sich vorne auf Höhe des Basipterygoid-Fortsatzes verliert. Eine derartige Suture kenne ich von keinem Labyrinthodontier; sie ist wohl am ehesten als individuelle Variation zu deuten.

Beiderseits der Naht befinden sich am Hinterrand des Parasphenoid paarige, durch feine Rillen aufgeraute Insertionsstellen für Teile der subvertebralen Nackenmuskulatur (m. x; Abb. 1). Zwecks Vergrößerung der Ansatzfläche ist hier das Parasphenoid etwas aufgebogen, so daß eine Nische zwischen Parasphenoid und Occipitale zustandekommt.

Die paarigen Furchen für die Arteria carotis interna (gr. a. ca. i; Abb. 1, 2, 3) beginnen lateral vor der Fenestra ovalis und ziehen um den Ansatz des Processus basiptygoideus (pr. bp; Abb. 1, 3, 5), wo sie zahlreiche kleine Foramina für Nährgefäße enthalten, herum nach vorne. Leider ist ihr vorderster Abschnitt nicht mehr erhalten. Wahrscheinlich tritt dort die Arteria carotis interna wie bei *Eryops* nach vorheriger Abgabe der Arteria palatina an der Basis des Processus cultriformis (Grenze Parasphenoid-Basisphenoid) in das Neurokranium ein (SAWIN 1941, Taf. 10a; SHISHKIN 1968, S. 2, Abb. 1).

Bei vielen Rhachitomen wird die Arteria palatina von dem Nervus palatinus VII begleitet. Dieser passiert vermutlich, entsprechend den Verhältnissen bei *Eryops* (s. SAWIN 1941, S. 441), in dorsoventraler Richtung das Basisphenoid, wechselt dann in das Parasphenoid über und verläßt dieses an seinem dorsalwärts umgebogenen Vorderrand. Da bei unserem Stück dieser Vorderrand fehlt, ist die Austrittsstelle nicht zu lokalisieren, jedoch ist an der vorderen Bruchfläche der Kanal des Nervus palatinus VII (c. n. pal. VII; Abb. 2) deutlich sichtbar.

Die Sphenoidalregion, die nach hinten etwa bis zum Foramen prooticum (f. prot; Abb. 2, 3) reicht, ist nur mit ihrem hinteren Teil überliefert. Für gewöhnlich umfaßt sie zwei Verknöcherungszentren: das ventral gelegene Basisphenoid und das lateral gelegene hintere Sphenethmoid (von manchen Autoren auch als Laterosphenoid bezeichnet). Vorne ist diese bei unserem Stück einheitlich verknöcherte Region im Bereich des Interorbitalforamen abgebrochen, so daß man auf die Hinterwand des sehr weiten Interorbitalkanals, der von der Vena pituitaria passiert wird, schaut (Abb. 2). Diese Hinterwand wird von einem massiven Vorsprung des Basisphenoid (cr. sel; Abb. 3), der von manchen Autoren auch Crista sellaris genannt wird (BYSTROW 1938, SHISHKIN 1968), gebildet und geht dorsal in das Dorsum sellae (do. sel; Abb. 2) über.

Die Crista sellaris weist in diesem Bereich große, paarige Vertiefungen auf, die als Rezeße für den Rectus-Anteil der Augenmuskulatur gedeutet werden (fo. m. rect; Abb. 2, 5) und die bereits bei mehreren Labyrinthodontiern aufgefunden wurden (SAWIN 1941, Taf. 7c, 9a; SAEVE-SÖDERBERGH 1944, Abb. 4; WATSON 1956, Abb. 21, 1962, Abb. 2; PANCHEN 1959, Abb. 2e u. f., 1970, S. 16; CARROLL 1964, S. 186). Lateral werden die Rezeße von senkrecht stehenden, pfeilerartigen Vorsprüngen begrenzt. An deren Oberrand, an der Basis des Dorsum sellae, liegen die gleichfalls paarigen Foramina für den Nervus abducens (f. VI; Abb. 2), in einer ähnlichen Position wie bei *Peltobatrachus* (PANCHEN 1959, Abb. 2e u. f) sowie manchen Trematosauriern und Reptilien (SAEVE-SÖDERBERGH 1944, S. 8, Abb. 4). Auch bei *Eryops* dürften sie eine vergleichbare Anordnung haben. [Obwohl sie in SAWINS Rekonstruktionen (1941, Taf. 9a) und in den übrigen Arbeiten über *Eryops* (DEMPSTER 1935, S. 179; WATSON 1962, Abb. 2) fehlen, deutet sie SAWIN (1941, Taf. 11) doch bei einem seiner Exemplare in dieser Lage an.]

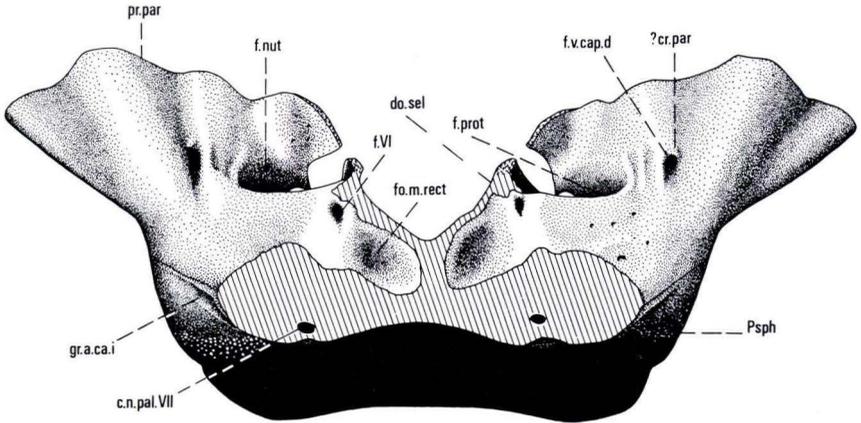


Abb. 2. cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN); Unter-Rotliegendes; Lebach/Saar. Sammlung der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c. — Rekonstruktion des Schädelfragmentes in Vorderansicht. $\times 2,4$. Die Elemente des Neurokranialdaches wurden fortgelassen. Zeichenerklärungen s. Abb. 1.

Das Dorsum sellae (do. sel; Abb. 2, 5) scheint nur sehr unvollkommen verknöchert zu sein. Bis auf die direkt dorsal an die Crista sellaris anschließenden Partien wurden lediglich einige kleine Knochenfragmente hinter der Crista sellaris vorgefunden.

Sowohl in den Muskelrezeßen als auch dahinter in der ventrolateralen Wand der Sphenoidalregion weist der perichondrale Knochen zahlreiche kleine Foramina für Nährgefäße auf.

Die Seitenwand der Sphenoidalregion ist in ihrem dorsalen Anteil größtenteils knorpelig ausgebildet. Lediglich die Areale zwischen dem Foramen prooticum und dem Foramen N. VI, sowie anterodorsal vom Foramen prooticum und posterodorsal vom Foramen N. VI sind verknöchert.

Das Foramen prooticum (f. prot; Abb. 2, 3) liegt in einer tiefen, nach vorne offenen, taschenförmigen Vertiefung an der Vorderseite der seitlich hervorragenden Gehörkapsel. Es dient zum Austritt des Nervus trigeminus, der vermutlich von der Vena cerebialis media begleitet wird. Von dieser Vertiefung geht eine markante, nach vorne verflachende Furche (gr. x; Abb. 5) aus, die sich dicht vor dem Foramen N. VI verliert. Diese Furche, die möglicherweise den Verlauf des Ramus ophthalmicus profundus V kennzeichnet, ist auf einem lateral ausbuchtenden, horizontalen Schelf gelegen, der gleichfalls nach vorne zu ausläuft. Ein ähnlicher, schwächer ausgeprägter Horizontalschelf wurde auch bei *Eryops* (s. SAWIN 1941, Taf. 10 b), allerdings ohne die begleitende Furche, beobachtet. Er scheint zudem bei einigen geologisch jüngeren Rhachitomen, wie dem von SAEVE-SÖDERBERGH (1944, Abb. 1) abgebildeten Exemplar vorzukommen, während er bei primitiveren Formen wie *Edops* (ROMER & WITTE 1942, Abb. 8) fehlt.

Die Otikalregion umfaßt etwa den Bereich zwischen dem Prootic-Foramen und dem Vagus-Foramen (f. vag; Abb. 3, 4, 5). In ihrem dorsalen Abschnitt tritt der weit lateral- und posterolateralwärts vorspringende Parotical-Fortsatz (pr. par; Abb.

1—5) besonders in Erscheinung. An der Vorderseite dieses Processus befindet sich, durch einen senkrechten Pfeiler vom Foramen prooticum getrennt, ein großes Foramen (f. v. cap. d; Abb. 2, 3), das in gleicher Position auch bei *Eryops* (s. SAWIN 1941, Taf. 10a) anzutreffen ist. Es dürfte dem Foramen posttemporalis entsprechen, das bei *Edops* durch einen Kanal mit der Fenestra posttemporalis verbunden ist (ROMER & WITTER 1942, S. 947, Abb. 9). Wahrscheinlich tritt hier die Vena capitis dorsalis aus. Leider läßt sich nicht exakt feststellen, ob wie bei *Eryops* oberhalb des Foramen eine Crista parotica entwickelt ist, weil im Original diese Region etwas zerbrochen ist. Eine Verstärkung des Knochens in diesem Bereich deutet aber auf die Anwesenheit dieser Artikulationsstelle zwischen Prootikum und Epipterygoid hin (?r. par; Abb. 2,3).

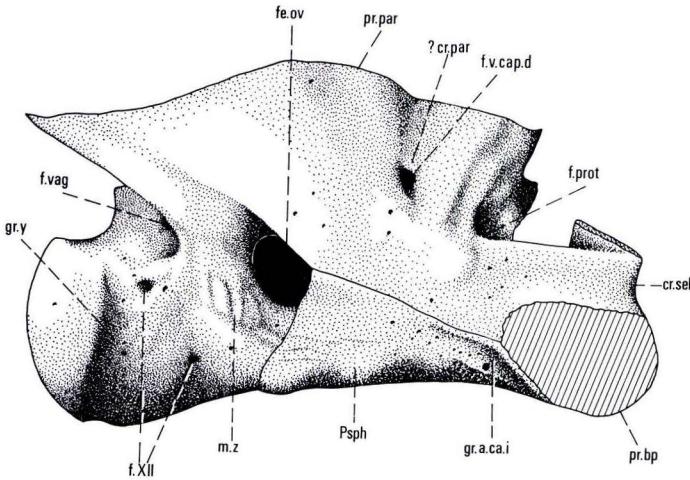


Abb. 3. cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN); Unter-Rotliegendes; Lebach/Saar. Sammlung der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c. — Rekonstruktion des Schädelfragmentes in Seitenansicht. $\times 2,5$. Die Elemente des Neurokranialdaches wurden fortgelassen. Zeichenerklärungen s. Abb. 1.

Die Fenestra ovalis (fen. ov; Abb. 1, 3, 4) besitzt einen bemerkenswerten, vorne abgewinkelten Umriß. Hierin besteht ein deutlicher Unterschied zu *Eryops* (s. SAWIN 1941, Taf. 10a). Bei letzterem wird sie zudem, wie bei den meisten anderen Rhachitomen, in ihrem gesamten Ventralrand vom Parasphenoid umrahmt, während sich bei unserem Exemplar der Anteil des Parasphenoid lediglich auf den Anteroventralrand der Fenestra ovalis beschränkt (Abb. 3). Vermutlich war das Parasphenoid in Form einer Crista praeopercularis mit der Fußplatte des Stapes verwachsen; denn die auf der linken Schädelseite als Fragment erhaltene Fußplatte weist einen ausgeprägten, anteroventralwärts gerichteten Fortsatz auf. Durch frühdiagenetische Brüche ist aber leider der unmittelbare Kontakt zwischen Stapes und Parasphenoid nicht erkennbar.

Dicht hinter der Fenestra ovalis treten mehrere markante, im wesentlichen dorsoventral verlaufende Furchen und Leisten auf, deren Anordnung auf der rechten und

linken Schädelseite leicht differiert (m. z; Abb. 3). Vergleichbare Strukturen konnten bisher meines Wissens bei keinem Labyrinthontier beobachtet werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Muskelansatzstellen, die aber z. Z. wegen unser sehr ungenügenden Kenntnis der Kopf- und Nackenmuskulatur bei Labyrinthontiern keinem bestimmten Muskel zugeordnet werden können (s. S. 39).

Das bei *Eryops* vor der Fenestra ovalis gelegene kleine Foramen N. hyomandibularis VII (s. SAWIN 1941; Abb. 10a) ist bei unserem Exemplar nicht auffindbar. Möglicherweise ist es durch einen der in diesem Bereich zahlreichen Brüche verdeckt. Andererseits ist nicht auszuschließen, daß der Nervus hyomandibularis VII das Cavum cranii durch das große Foramen prooticum verläßt. – Desweiteren sind mehrere kleine Foramina für Nährgefäße zu beobachten. Sie häufen sich im Bereich des Parotikal-Fortsatzes. Insbesondere ist auf ein relativ großes Foramen dicht oberhalb des Foramen prooticum (f. nut; Abb. 2) hinzuweisen.

Die Occipitalregion ist in ihrem dorsalen Anteil, abgesehen von möglicherweise den Exoccipitalia zuzurechnenden Verknöcherungen des Endokranialdaches (s. S. 39), unverknöchert.

So ist leider nicht zu erkennen, ob das Supraoccipitale als eigenständiges, knorpeliges Element vorhanden ist, oder ob der ehemals vom Supraoccipitale eingenommene Raum von den Exoccipitalia ausgefüllt wird. Der Bereich der Exoccipitalia ist von der Crista submedullaris (cr. sbmed; Abb. 4) an ventralwärts fast vollständig verknöchert. Lediglich die Gelenkflächen des Condylus occipitalis sind von einer dickeren Knorpelschicht bedeckt, wie aus dem Fehlen einer perichondralen Knochenhülle geschlossen werden kann.

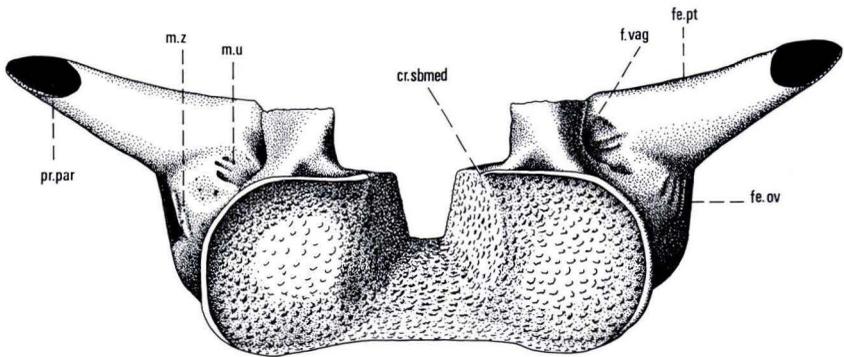


Abb. 4. cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN); Unter-Rotliegendes; Lebach/Saar. Sammlung der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c. — Rekonstruktion des Schädelfragmentes in Hinteransicht. $\times 2,4$. Die Elemente des Neurokranialdaches wurden fortgelassen. Zeichenerklärungen s. Abb. 1.

Das Basioccipitale stellt eine dünne Knochenlamelle dar, die zwischen den Exoccipitalia die Unterseite der Schädelkapsel bildet und die nach vorne an Stärke zunimmt. Lediglich ihre Ventralfläche ist perichondral verknöchert; denn dorsal geht sie in den wesentlich größeren knorpeligen Anteil des Basioccipitale über. Auch reicht

diese Knochenlamelle nicht so weit nach hinten wie die Exoccipitalia, so daß funktionell überwiegend die paarigen Exoccipitalia an der Hinterhaupt-Gelenkung teilhaben. Hier ist also, in der gleichen Weise wie bei *Eryops* (s. SAWIN 1941, S. 440, Taf. 6 b, 8 a), ein Übergangsstadium zwischen dem einköpfigen Condylus der frühen Rhachitomen und dem doppelköpfigen Condylus der Stereospondylen dokumentiert.

Die Lateralwand der Occipitalregion wird auf jeder Seite von drei größeren Öffnungen durchbrochen, zu denen noch einige kleinere Foramina für Nährgefäße kommen. Vorne an der Grenze zur Otikalregion liegt in einer lateralwärts offenen, taschenförmigen Vertiefung das Vagus-Foramen (f. vag; Abb. 2, 4, 5), durch das wahrscheinlich die Nervi IX, X und XI, begleitet von der Vena cerebialis posterior, austreten. Dicht vor diesem Foramen befinden sich in der Vorderwand der Vertiefung zwei bis drei kurze, \pm horizontal verlaufende Furchen und Leisten (m. u; Abb. 4), die wahrscheinlich zur Insertion des medialen Teiles der Mm. longissimus cervico-capitis (pars transversalis capitis) und iliocostalis-capitis (OLSON 1936, S. 285-287, Abb. 3; EVANS 1939, S. 45, Abb. 5) dienen. Möglicherweise inseriert hier auch der kleine M. rectus capitis superior.

Die beiden übrigen Foramina werden als Durchtrittsstellen des Nervus hypoglossus (f. XII; Abb. 3) gedeutet. Sie treten in derselben Position wie bei *Eryops* (s. SAWIN 1941; Taf. 10 a) auf.

Hinter ihnen, am Ansatz des lateral ausbuchtenden Occipital-Condylus, ist eine breite Furche zu erkennen (gr. y; Abb. 3), die posteroventralwärts um den Condylus herumläuft. Sie ist bisher einzigartig unter den Labyrinthodontiern und markiert möglicherweise den Verlauf der Vena capitis lateralis.

Schließlich ist noch auf paarige, durch Furchen aufgerauhte Erhebungen (m. y; Abb. 1) hinzuweisen, die am Posteroventralrand der Occipitalregion liegen. Obwohl derartige Tuberae bei Labyrinthodontiern bislang unbekannt sind, lassen sie sich doch mit einigem Vorbehalt als Insertionsstellen für Teile der subvertebralen Nackenmuskulatur deuten. Daraus ließe sich folgern, daß die Subvertebralmuskulatur bei semiaquatischen Rhachitomen wie *Eryops* und unserer Form wesentlich stärker differenziert ist, als bisher angenommen wurde (vgl. EVANS 1939, S. 46). So scheint der M. rectus capitis anterior in zwei Äste aufgespalten zu sein, die am Hinterrand des Parasphenoid und auf der Unterseite der Exoccipitalia inserieren. Vielleicht existiert noch zusätzlich dazu ein M. rectus capitis lateralis, der möglicherweise hinter der Fenestra ovalis¹⁾ befestigt ist (s. S. 38).

Die Dachregion der Schädelkapsel ist weit weniger verknöchert als bei *Eryops* (s. SAWIN 1941, Taf. 7 a). Im wesentlichen sind zwei große, paarig angeordnete Knochen (?Eoc; Abb. 5) im hinteren Schädelabschnitt zu beobachten, die vermutlich den Exoccipitalia zuzurechnen sind (vgl. die ähnlich angeordneten, wenn auch stärker verknöcherten Elemente bei *Eryops*). Median sind sie durch eine Knorpelbrücke verbunden und hinten ruhen sie auf den knorpeligen Dorsalfortsätzen der Exoccipitalia. Sie bestehen aus einer etwa viereckigen, horizontal liegenden Knochenplatte mit schwacher, unregelmäßiger Skulpturierung und einem dreieckigen, etwas postero-

¹⁾ Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß in diesem Bereich auch Teile der Kau-muskulatur, etwa tiefere Partien des M. adductor mandibulae internus pterygoideus (LUBOSCH 1938, S. 1030—1032; EDGEWORTH 1935, S. 41—44), ihren Ursprung haben.

ventralwärts geneigten Feld, das überwiegend glatt ist. Letzteres begrenzt mit seinem Hinterrand die Fenestra posttemporalis (fe. pt; Abb. 5) nach oben. Die ventrale Begrenzung dieses Fensters wird von dem an seinem Hinterrand anterodorsalwärts umgeschlagenen Parotical-Fortsatz gebildet.

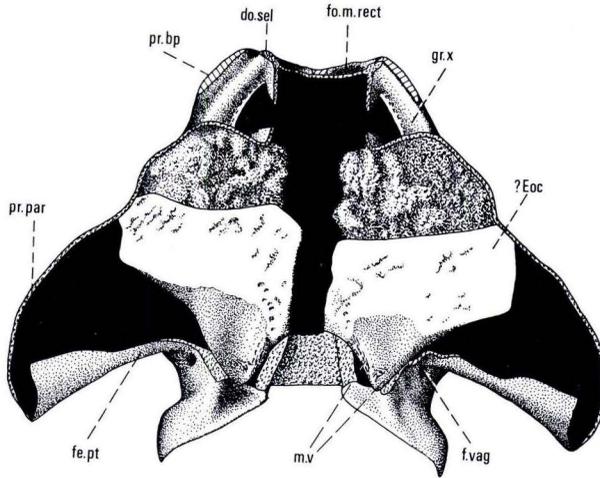


Abb. 5. cf. „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN); Unter-Rotliegendes; Lebach/Saar. Sammlung der Bergschule Saarbrücken in Von der Heydt Nr. P/490c. — Rekonstruktion des Schädelfragmentes in Dorsalansicht. $\times 1,6$. Zeichenerklärungen s. Abb. 1.

Wie wir speziell durch die Arbeit von OLSON (1936) wissen, dient die gesamte Umgebung des Posttemporalfensters als Ansatzfläche für die dorsale Nackenmuskulatur. Ventrale Teile dieser Muskulatur (*M. longissimus cervico-capitis* pars transversalis capitis und *M. iliocostalis-capitis*) sind mit ihren Insertionsstellen in der Nähe des Vagus-Foramen überliefert (s. S. 39). Die Lage der übrigen Muskeln kann wegen der geringen Verknöcherung der dorsalen Schädelpartien und wegen des Fehlens der Schädeldach-Elemente nicht rekonstruiert werden. Lediglich am Medial- und Posteroventralrand der dorsalen ?Exoccipital-Elemente sind schwach gefurchte Ansatzstellen (wahrscheinlich für tiefere Teile des *M. longissimus cervico-capitis* pars articulo-parietalis oder des *M. obliquus capitis magnus*) zu erkennen (m. v; Abb. 5).

Vor den paarigen ?Exoccipital-Elementen sind noch enchondrale Rudimente einer einst weitergehenden Knochendecke vorhanden.

3.2. Diskussion

Der vorliegende Schädelrest gleicht in allen wichtigen Merkmalen der Schädelkapsel von *Eryops*. So ist besonders auf die völlig übereinstimmende Lage der Foramina und auf die Form des Occipital-Condylus hinzuweisen. Die bedeutendsten Unterschiede betreffen die Umrandung der Fenestra ovalis und den Verknöcherungsgrad. Sie reichen

aus, um unsere Form deutlich gegen *Eryops* abzugrenzen. Allerdings ist eine exakte Bestimmung des Schädelfragmentes wegen des Fehlens von Schädeldachknochen unmöglich.

Auf Grund folgender Vergleiche ist eine Zuordnung zu „*Actinodon*“ *latirostris* (JORDAN) am wahrscheinlichsten:

1. „*Actinodon*“ *latirostris* tritt als einziger Labyrinthodontier neben *Archegosaurus decheni* GOLDFUSS in den Lebacher Toneisenstein-Geoden auf. Der vorliegende Fossilrest stammt sicherlich nicht von einem *Archegosaurus*; denn selbst ausgewachsene Individuen von *Archegosaurus* besitzen ein bei weitem geringer verknöchertes Neurokranium und ein andersgestaltetes Parasphenoid (HOFKER 1927, Abb. 14). — Leider kennen wir von „*Actinodon*“ *latirostris* bislang nur das Schädeldach. Lediglich ein von H. v. MEYER (1852, Taf. 2, Fig. 5) in Ventralansicht abgebildeter, schlechterhaltener Schädelrest von Lebach weist einen unserem Fossil vergleichbaren Umriß auf und kann möglicherweise mit Hilfe der Schultergürtel-Elemente „*Actinodon*“ *latirostris* zugerechnet werden.
2. Von den beiden einzigen im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens vorkommenden Vertretern der Eryopidae „*Actinodon*“ *latirostris* und *Sclerocephalus häuseri* GOLDFUSS (s. AMMON 1889 und BROILLI 1926) besitzt *Sclerocephalus* selbst im ausgewachsenen Zustand ein vollständig knorpeliges Neurokranium (nach eigenen Untersuchungen an noch unbeschriebenem Material), so daß auch *Sclerocephalus* ausscheidet.
3. Das vorliegende Schädelfragment ähnelt sehr der nur in Ventralansicht bekannten Schädelkapsel des nahe verwandten *Actinodon frossardi* GAUDRY aus dem Unterperm von Autun (GAUDRY 1887, Taf. 3, Fig. 4 und WATSON 1962, Abb. 1).

Durch dieses Fundstück sind also die nahen verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen *Eryops* aus dem amerikanischen Unterperm einerseits und einer Gruppe eng verwandter Formen aus dem europäischen Unterperm (*Actinodon*, *Sclerocephalus*, *Onchiodon*, *Chelyderpeton*, *Osteophorus*) andererseits, die bisher nur auf Grund von Vergleichen der Schädeldächer und geringer Kenntnisse des Gaumens vermutet werden konnten, vollauf bestätigt worden.

Dies hat wiederum gewisse Bedeutung für paläozoogeographische Vergleiche zwischen Nordamerika und Europa. Die während des Oberkarbon außergewöhnlich engen Verknüpfungen zwischen nordamerikanischen und europäischen Tetrapodenfaunen lösen sich nämlich merklich mit Beginn des Perm. Die Amphibienfauna des amerikanischen Unterperm ist u. a. gekennzeichnet durch zahlreiche Vertreter der Dissorophidae, Trematopsidae und Trimerorhachidae, die des europäischen Unterperm durch Branchiosauridae und Archeosauridae. Beiden Faunenreichen ist jedoch noch neben den Vertretern zahlenmäßig untergeordneter Gruppen (Zatracheidae, einige Pelycosaurier) das Vorherrschen von nahe verwandten Mitgliedern der Eryopidae gemeinsam. In dem an Tetrapodenresten ärmeren europäischen Unterperm stellen die Eryopidae mit spezifischen Vertretern für die einzelnen Sedimentationsbecken (*Actinodon frossardi* im französischen Autunien, „*Actinodon*“ *latirostris*

und *Sclerocephalus* im Saar-Nahe-Becken, *Onchiodon* in den sächsischen Becken, *Chelyderpeton* in den böhmischen Becken) neben den Branchiosauriern oft die einzigen Repräsentanten der Landwirbeltier-Fauna dar.

4. Ergebnis

Durch dieses bisher unbekannte Fundstück sind wir über den Schädelbau der europäischen Eryopidae und über die Beziehungen zwischen amerikanischen und europäischen Vertretern dieser im Perm sehr bedeutungsvollen Familie besser unterrichtet. Jedoch liefert es keine wesentlich neuen Daten zum Verständnis der Labyrinthodonten-Organisation. Lediglich durch die hervorragende Erhaltung von Feinstrukturen in den perichondralen Knochenwänden sind neue detailliertere Angaben über die Ansatzflächen einzelner Partien der Nackenmuskulatur möglich.

Für die Überlassung des untersuchten Fossils danke ich sehr herzlich den Herren Dr. KNEUPER und REHKOFF (Saarbrücken). Weiteres Vergleichsmaterial verdanke ich Herrn Dr. RIETSCHEL (Frankfurt). Herrn Dr. BERG (Mainz) fühle ich mich verbunden für manchen technischen Hinweis sowie den Herren Dr. LORENZ (Mainz) und FLEAGLE (Harvard) für die Englisch-Übersetzung.

Schriftenverzeichnis

- AMMON, L. v.: Die permischen Amphibien der Rheinpfalz. 119 S., 5 Taf., München (F. Straub) 1889.
- BROILI, F.: Über *Sclerocephalus Häuseri* GOLDFUSS. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt., **1926**, S. 199—222, 9 Abb., 2 Taf., München 1926.
- BYSTROW, A. P.: *Dvinosaurus* als neotenische Form der Stegocephalen. — Acta Zool., **19**, S. 209—295, 33 Abb., Stockholm 1938.
- Blutgefäßsystem der Labyrinthodonten. (Gefäße des Kopfes). — Acta Zool., **20**, S. 125—155, 15 Abb., Stockholm 1939.
- & EFREMOV, J. A.: (*Benthosuchus sushkini* EFR. a labyrinthodont from the Eotriassic of Sharzhenga River). — Akad. Nauk SSSR, Trudy Paleont. Inst., **10** (1), S. 1—152, 88 Abb., 2 Taf., Moskau 1949. (Russ. mit engl. Zusammenf.)
- CARROLL, R. L.: Early evolution of the dissorophid amphibians. — Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Univ., **131** (7), S. 161—250, 26 Abb., 2 Taf., Cambridge/Mass. 1964.
- DEMAR, R.: The Permian labyrinthodont amphibian *Dissorophus multicinctus*, and adaptations and phylogeny of the family Dissorophidae. — J. Paleont., **42** (5), S. 1210—1242, 18 Abb., 1 Tab., Taf. 161, Tulsa/Okl. 1968.
- DEMPSTER, W. T.: The braincase and endocranial cast of *Eryops megacephalus* (COPE). — J. Comparat. Neurol., **62** (1), S. 171—196, 12 Abb., Philadelphia/Pa. 1935.
- EDGEWORTH, F. H.: The cranial muscles of vertebrates. 493 S., 841 Abb., Cambridge (Univ. Press) 1935.
- EVANS, F. G.: The morphology and functional evolution of the atlas-axis complex from fish to mammals. — Ann. New York Acad. Sci., **39** (2), S. 29—104, 14 Abb., 5 Tab., New York/N.Y. 1939.
- GAUDRY, A.: L'Actinodon. — Nouv. Arch. Mus., 2. Sér., **10** (1), S. 1—32, 8 Abb., 3 Taf., Paris 1887.
- HOFKER, J.: *Archegosaurus decheni* GOLDFUSS, Untersuchung des Schädelbaues. — Palaeontologia Hungarica, **2** (2), S. 109—130, 16 Abb., Budapest 1927.

- KONJUKOWA, E. D.: (Permische und triassische Labyrinthodontier aus dem Wolga- und Uralgebiet). — Akad. Nauk SSSR, Trudy Paleont. Inst., **49**, S. 5—88, 42 Abb., 2 Taf., Moskau 1955. [1955a] (Russ.)
- (*Platyops stuckenbergi* TRAUTSCH. — ein archegosaurider Labyrinthodontier aus der unteren permischen Zone des oberen Uralgebietes). — Akad. Nauk SSSR, Trudy Paleont. Inst., **49**, S. 89—127, 30 Abb., Moskau 1955. [1955b] (Russ.)
- LUBOSCH, W.: Muskeln des Kopfes: Viscerale Muskulatur. — In: BOLK, GÖPPERT, KALLIUS & LUBOSCH: Handbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbeltiere, **5**, S. 1011—1106, Abb. 873—969, 6 Tab., Berlin und Wien (Urban & Schwarzenberg) 1938.
- MEYER, H. v.: Reptilien aus der Steinkohlen-Formation in Deutschland. 126 S., 1 Abb., 16 Taf., Cassel (Th. Fischer) 1858.
- NILSSON, T.: On the genus *Peltostega* WIMAN and the classification of the Triassic stegocephalians. — Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handlingar, 3. Ser., **23** (3), S. 1—55, 23 Abb., Stockholm 1946.
- NISHI, S.: Muskeln des Rumpfes. — In: BOLK, GÖPPERT, KALLIUS & LUBOSCH: Handbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbeltiere, **5**, S. 351—446, Abb. 352—392, Berlin und Wien (Urban & Schwarzenberg) 1938.
- OLSON, E. C.: The dorsal axial musculature of certain primitive Permian tetrapods. — J. Morphology, **59** (2), S. 265—311, 12 Abb., Philadelphia/Pa. 1936.
- The family Trematopsidae. — J. Geol., **49** (2), S. 149—176, 12 Abb., 6 Tab., Chicago/Ill. 1941.
- PANCHEN, A. L.: A new armoured amphibian from the Upper Permian of East Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, Biol. Sci., **242**, No. 691, S. 207—281, 18 Abb., 1 Taf., 2 Tab., London 1959.
- Anthracosauria. — In: KUHN, O. (Herausg.): Handbuch der Paläoherpetologie, Teil **5**: Batrachosauria A. 84 S., 20 Abb., 3 Tab., Stuttgart u. Portland/USA 1970.
- ROMER, A. S.: Review of the labyrinthodontia. — Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, **99** (1), S. 1—368, 48 Abb., Cambridge/Mass. 1947.
- & WITTER, R. V.: *Edops*, a primitive rhachitinous amphibian from the Texas red beds. — J. Geol., **50** (8), S. 925—960, 14 Abb., Chicago/Ill. 1942.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G.: On the morphology of Triassic stegocephalians from Spitsbergen, and the interpretation of the endocranium in the labyrinthodontia. — Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handlingar, 3. Ser., **16** (1), S. 1—181, 70 Abb., 22 Taf., Stockholm 1936.
- New data on the endocranium of Triassic labyrinthodontia. — Ark. Zool., **36** A (9), S. 1—9, 6 Abb., Stockholm 1944.
- SAWIN, H. J.: The cranial anatomy of *Eryops megacephalus*. — Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, **88** (5), S. 407—463, 6 Abb., 12 Taf., Cambridge/Mass. 1941.
- SHISHKIN, M. A.: On the cranial arterial system of the labyrinthodonts. — Acta Zool., **49** (1—2), S. 1—22, 7 Abb., Stockholm 1968.
- STENSIÖ, E.: The brain and the cranial nerves in fossil lower craniate vertebrates. — Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat.-Naturv. Kl., N.S., **13**, S. 5—120, 54 Abb., Oslo 1963.
- SUSHKIN, P. P.: On the modifications of the mandibular and hyoid arches and their relations to the brain-case in the early tetrapoda. — Paläont. Z., **8**, S. 263—321, 39 Abb., Berlin 1926.
- WATSON, D. M. S.: The brachyopid labyrinthodonts. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., **2** (8), S. 315—392, 34 Abb., Taf. 39, London 1956.
- The evolution of the labyrinthodonts. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, Biol. Sci., **245**, No. 723, S. 219—265, 13 Abb., London 1962.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 44–50	3 Abb.	2 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	--------	----------------

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

33. Erste Funde von Weichteilen und Fangarmen bei Tentaculiten

Von

GÜNTHER BRASSEL, Flensburg, **FRIEZ KUTSCHER**, Wiesbaden,
und **WILHELM STÜRMER**, Erlangen*

Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln

Kurzfassung: Durch eine besondere Methode der Röntgenaufnahmetechnik, erarbeitet von W. STÜRMER, ist es gelungen, Weichteile und Fangarme bei Tentaculiten aus dem Hunsrückschiefer (Haldenmaterial) der Kaisergrube bei Gemünden (Hunsrück) nachzuweisen. Es wird dadurch die Annahme von W. BLIND gestärkt, daß die Tentaculiten den Cephalopoden zuzuordnen seien.

Abstract: A special radiographic method developed by W. STÜRMER succeeded in proving intestines and tentacles of Tentaculites of the Hunsrueck slate from the Kaiser slate-quarry near Gemuenden (Hunsrueck, dump material).

This discovery supports the conjecture of W. BLIND that Tentaculites belong to Cephalopods.

Inhalt

1. Einleitung	44
2. Fundmaterial	45
3. Die Tentaculiten im Hunsrückschiefer-Meer	45
4. Die Erhaltung der Tentaculiten	46
5. Der neue Befund	47
6. Versuch einer Deutung	47
7. Zur systematischen Stellung der Tentaculiten	48
8. Zusammenfassung	49
Schriftenverzeichnis	50

1. Einleitung

Millionen von Tentaculiten kommen in bestimmten Lagen des Hunsrückschiefers vor. Es liegen bereits Röntgenaufnahmen vor, die uns über die Anordnung der Tentaculiten in den Gesteinsplatten Auskunft geben. In jüngster Zeit wies W. STÜRMER

*) Anschriften der Verfasser: Fregattenkapitän G. BRASSEL, 239 Flensburg-Mürwik, Osterallee 75. Prof. Dr. F. KUTSCHER, Regierungsdirektor, 62 Wiesbaden, Leberberg 9. Prof. Dr. W. STÜRMER, 852 Erlangen, Burgbergstr. 20.

auf Röntgenaufnahmen bei 60facher Vergrößerung sichtbare Weichteile in Schieferplatten nach. Im folgenden sollen darüber ein Fundbericht erstattet und erste Ergebnisse bekanntgegeben werden.

2. Fundmaterial

Im Rahmen eines von der DFG unterstützten Forschungsvorhabens im Hunsrückschiefer, das u. a. auch zum Ziel hat, die Haldenbestände der Dachschiefergruben zu durchleuchten, sammelte G. BRASSEL im September 1970 auf der Kaisergrube in Gemünden Schieferplatten, die außen Spurenfossilien und Fossilreste aufweisen. Er beschränkte sich dabei bewußt auf je 50 Platten von der westlichen Haupthalde und ebenso viele von der westlich gelegenen Nebenhalde, die zur Zeit abgetragen wird. Während die Platten der Nebenhalde bemerkenswert fossilarm waren und es Mühe machte, 50 Platten mit Fossilresten herauszufinden, konnten auf der Haupthalde aus hunderten, an verschiedenen Stellen gelagerten Fossilplatten mühelos 50 ausgewählt werden. Nach einer ersten Bestimmung enthielten letztere:

3 kleine *Furcaster palaeozoicus*,
Trilobiten-Häutungsreste,
kleinwüchsige Lamellibranchiaten,
Crinoideen-Stiele,
große Ansammlungen von Tentaculiten
und organischen Detritus.

Die Röntgenuntersuchungen der 100 Schieferplatten, ausgeführt durch W. STÜRMEER, bestätigten dieses Ergebnis und wiesen nach, daß die Tentaculiten die meisten der Gesteinsplatten völlig erfüllten. Dazu wurden auch kleinwüchsige Cephalopoden-Arten erkannt.

Mit einer besonderen Röntgenaufnahme-Technik, über die W. STÜRMEER an anderer Stelle berichten wird (Mikro-Röntgenaufnahme mit einem Fernsehmikroskop in Kombination mit einem Siemens-Transicon-Gerät zur Bildharmonisierung), gelang es, bei einer Anzahl von Tentaculiten in Pyrit erhaltene Weichkörper und vermutliche Fangarme sichtbar zu machen.

3. Die Tentaculiten im Hunsrückschiefer-See

Über Funde von Pteropoden-Vorkommen im Hunsrückschiefer-See berichtete ich 1963 (KUTSCHER) und stellte fest, daß Tentaculiten und Styliolinen an vielen Stellen in den Hunsrückschiefer-Schichten des Taunus und Hunsrücks nachgewiesen sind. Eine auf der Kaisergrube in Gemünden recht häufige Art, *Tentaculites fuchsii* (KUTSCHER 1931) = *Novakia gemuendensis* (RUNZHEIMER 1932), bisher die einzig nachgewiesene und beschriebene Tentaculitenart, wurde zur Gattung *Viriatellina* gestellt (BOUČEK 1964, KUTSCHER 1966). Wichtig ist es festzuhalten, daß RUNZHEIMER einen länglich eiförmigen Embryonalnucleus nachweisen konnte. Röntgenaufnahmen (KUTSCHER 1968) lassen erkennen, daß neben *Viriatellina fuchsii* auch andere Formen vorkommen, die vorerst als kleinwüchsige Cephalopoden angesprochen wurden, neben

kleinen Formen von *Mimagoniatis* sp. (Durchmesser ca. 0,5 cm) und unbestimmbarem organischem Detritus.

Inzwischen sind zahlreiche Röntgenaufnahmen von Schieferplatten mit *Viriatellina fuchsi* durch W. STÜRMER angefertigt worden, die jedoch noch ihrer Durcharbeit entgegenstehen.

Viriatellina fuchsi ist außerhalb des Hunsrückschiefers auch aus dem thüringischen Unterdevon beschrieben worden (ZAGORA 1964).

4. Die Erhaltung der Tentaculiten

Die bisherigen Funde von der Kaisergrube liegen normalerweise in Schwefelkieserhaltung vor. Die Pyritisierung hat nicht nur die Oberfläche der „Gehäuse“, sondern auch das Innere erfaßt und mehr oder weniger ausgefüllt. Die beigefügte Abbildung (Abb. 1) zeigt die mikroskopische Aufnahme eines Querschnittes durch einen Tentaculiten im Innern einer Dachschieferplatte bei etwa 60facher Vergrößerung. Ob die Ausfüllung des Gehäuseinnern mit Pyrit die Regel ist, müssen weitere Schnitte zeigen. Ebenso ist zu klären, ob der Schwefelkies in die leere Hülle eingedrungen ist oder aber bei der Verwesung der Weichteile des Tieres im Innern unmittelbar gebildet wurde.



Abb. 1. Mikroskopische Aufnahme eines Querschnittes durch eine marktgängige Dachschieferplatte der Kaisergrube von Gemünden mit einer geschnittenen *Novakia* = *Viriatellina fuchsi*. 61/1. Nach KUTSCHER 1964, Taf. 15 Fig. 2.

Der Erhaltungszustand der Schalen ist recht vielfältig, wie eine frühere Röntgenaufnahme (KUTSCHER 1968, Abb. 1) zeigt. Sie sind wahllos zerbrochen und belegen damit die früher geäußerte Auffassung, daß die Tentaculitengehäuse Rollgut auf dem Meeresboden gewesen seien.

5. Der neue Befund

Vorerst liegen zwei Röntgenaufnahmen vor, die im folgenden mit Röntgenaufnahme 1 (Taf. 1) und 2 (Taf. 2) bezeichnet werden.

Röntgenaufnahme 1 (Taf. 1)

Die feinen Rasterstriche sind die Zeilen des Fernschbildes vom Siemens-Transicon und haben mit dem Fossil nichts zu tun. Die Vergrößerung ist etwa 60fach. Das Tier läßt sich in 5 Abschnitte gliedern:

1. Unteres, gerades, am Bildrand abgeschnittenes Stück, wahrscheinlich mit glattem Rand, 4 cm lang = $\sim 0,66$ mm in der Natur.
2. Zwischenstück, ohne irgendwelche Struktur und Morphologie, 2,5 cm lang = $\sim 0,4$ mm in der Natur.
3. Abschnitt mit deutlichen Querwülsten, die mit ca. 0,8–1,0 cm = $\sim 0,13$ –0,17 mm in der Natur aufeinander folgen.
4. Heller Abschnitt mit dunklen Strukturen, besonders in der linken Bildhälfte; in der Mitte etwa 1,2 cm = $\sim 0,2$ mm in der Natur.
5. Diffuse, aber in unregelmäßige Einzelteile aufgelöste Strukturelemente, die bis zu 4 cm = $\sim 0,65$ mm in der Natur lang sein können.

Das nachgewiesene Teilstück des Tieres ist ca. 2,08 mm lang; neben dem Tentaculitengehäuse ist organischer Detritus zu erkennen.

Röntgenaufnahme 2 (Taf. 2)

Auch hier scheinen die soeben geschilderten 5 Abschnitte wieder vorhanden zu sein.

1. Unteres, gerades und glattes, am Bildrand abgeschnittenes Stück von ~ 9 cm = $\sim 1,5$ mm in der Natur.
2. Zwischenstück ohne erkennbare Besonderheiten von ~ 2 cm Länge = $\sim 0,33$ mm in der Natur.
3. Glatter, in der Röntgenaufnahme weißer Abschnitt mit deutlicher, diffus dunkler Randzone, die Andeutung von Wülsten erkennen läßt. Sie scheint am oberen Ende in eine eingeeengte kragenförmige, an eine Amphore erinnernde Einschnürung einzumünden. Länge ca. 5,8 cm = $\sim 0,96$ mm in der Natur.
4. Schmäler, kolbenförmiger Abschnitt von ca. 0,8 cm = $\sim 0,13$ mm.
5. Diffuse, in unregelmäßige Einzelteile aufgelöste Strukturelemente, die etwa 6 cm = $\sim 1,0$ mm in der Natur lang sind.

Die Gesamtlänge des unvollständigen Tieres beträgt $\sim 3,92$ mm.

6. Versuch einer Deutung

Über die Spitze (Embryonalteil) kann infolge Fehlens nichts ausgesagt werden. Hierzu kann aber eine Beobachtung von RUNZHEIMER (1932, Abb. 1) herangezogen werden, der eine Embryonalblase bei der eingezogenen Art *Novakia genuendina*, der jetzigen *Viriatellina fuchsii*, beobachtet hatte.



Abb. 2. Nachzeichnung von *Novakia gemündina* RUNZHEIMER 1932 = *Viriatellina fuchsi*. Siehe dazu KUTSCHER 1963, S. 370, Abb. 2, 30/1, Holotypus.

Der Embryonalnucleus ist länglich eiförmig; zwischen diesem und dem geringelten Teil des Gehäuses ist ein verhältnismäßig langer, schlanker, ungeringelter, schaftartiger Hals ausgebildet.

Die bei *Viriatellina fuchsi* beschriebenen wulstartigen Querringe sind im dritten Teilabschnitt bei dem Exemplar auf Taf. 1 klar erkennbar. Es ist dies das wesentliche Merkmal, auf dem die Artbestimmung basierte. Bei dem auf Taf. 2 wiedergegebenen Exemplar sind die Querringe nur andeutungsweise vorhanden. Hier scheint aber die Schale angelöst zu sein, die Neubildung tut sich in einer diffusen dunklen Rinde kund, die wahrscheinlich aus fein verteilten Schwefelkieskörnern besteht.

Der obere Restteil der beiden Individuen ist recht schwierig zu deuten. Es dürfte aber als erwiesen gelten, daß hier Weichteile und sicherlich auch Fangarme des Tieres überliefert sind. Sie sind verschieden lang, aber recht zahlreich. STÜRMER hat bereits früher bei im Hunsrückschiefer heimischen Goniatiten auf vermutliche Weichteile hingewiesen. Eindeutig gelang der Nachweis von Weichteilen bei jüngeren Goniatiten der Wissenbacher Schiefer (STÜRMER 1968, ZEISS 1968).

Die systematischen Röntgenuntersuchungen von Tentaculiten im Hunsrückschiefer haben erst begonnen. Es ist zu hoffen, daß sich dabei unter den Millionen von Tentaculiten, den kleinwüchsigen Orthoceren oder auch Goniatiten die geschilderten Befunde wiederholen, bzw. neue hinzukommen, die weiteren Aufschluß über diese Meeresfossilien ergeben.

7. Zur systematischen Stellung der Tentaculiten

In neuerer Zeit hat BLIND (1962) Untersuchungen bei Tentaculiten angestellt; er hat bei seinen mehr auf die Strukturanalyse gerichteten Arbeiten einzelne Gehäuseteile und Schalelemente erfassen können.

Ich beziehe mich auf das bei ihm abgebildete Tentaculitengehäuse, das nebenstehend wiedergegeben wird (Abb. 3). Diese Gliederung stimmt mit der im vorigen Abschnitt geschilderten im wesentlichen überein. Ein Operculum wurde bei den auf Taf. 1 u. 2 abgebildeten Individuen nicht entdeckt, wohl aber, und das ist über die BLIND'schen

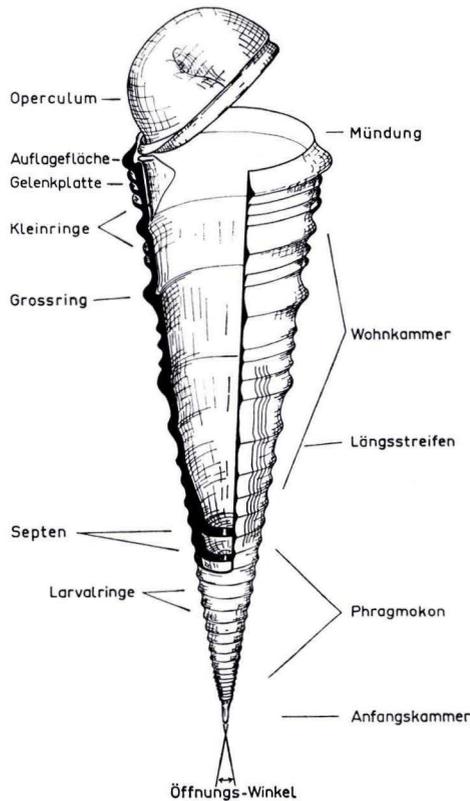


Abb. 3. Das Tentaculitengehäuse, Bauplan und morphologische Kennzeichen. Nach BLIND 1969, S. 107, Abb. 1.

Untersuchungen hinaus neu, Weichteile und Fangarme. Damit wird die von BLIND nachgewiesene Cephalopoden-Verwandtschaft wahrscheinlich, wenn nicht sogar endgültig bewiesen. BLIND stellt die Tentaculiten als eigene Unterklasse Tentaculoidea neben die anderen Unterklassen der Cephalopoden.

8. Zusammenfassung

Bei dem Haldenmaterial der Kaisergrube von Gemünden im Hunsrück kommen auf und in den Schieferplatten massenhaft Tentaculiten vor. In mehreren in jüngster Zeit von G. BRASSEL gesammelten Platten fand W. STÜRMER auf Mikro-Röntgenaufnahmen in 60facher Vergrößerung Individuen mit erhaltenen Weichteilen und Fangarmen.

Die bisherigen Funde und Besonderheiten hierzu werden erörtert und mit den aufgrund von zwei Röntgenaufnahmen beschriebenen Neufunden in Verbindung gebracht. Es ergibt sich ein ergänztes Bild des Tentaculiten *Viriatellina fuchsi*.

Durch weitere Röntgenaufnahmen könnten vermutlich mehr Einzelheiten, vielleicht auch für die Systematik entscheidende Merkmale, gefunden werden.

Bei der Zuordnung der Tentaculiten wurde W. BLIND gefolgt, der die Unterklasse Tentaculoidae n. subcl. neben die anderen Unterklassen der Cephalopoden stellt. Die entdeckten Weichteile und Fangarme können ein wichtiges Indiz für die BLIND'sche Auffassung sein.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft wird für die Förderung und Unterstützung dieser Arbeiten bestens gedankt.

Schriftenverzeichnis

- BLIND, W.: Die systematische Stellung der Tentakuliten. — Palaeontogr., A, **133**, S. 101—145, 10 Abb., Taf. 11—18, Stuttgart 1969.
- BOUČEK, B.: The Tentaculites of Bohemia. Their Morphology, Taxonomy, Ecology, Phylogeny and Biostratigraphy. 215 S., 40 Taf., Prague 1964.
- KUTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177—232, 2 Taf., Wiesbaden 1931.
- Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 5. Pteropoden-Vorkommen im Hunsrückschiefer des Hunsrück und Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 366—371, 3 Abb., Wiesbaden 1963.
- 7. Spülsäure in Schichten der Kaisergrube von Gemünden. — Ebenda, **92**, S. 261—264, Taf. 15, Wiesbaden 1964.
- 15. *Viriatellina fuchsii* (KUTSCHER 1931) im Hunsrückschiefer und im Tentaculitenknollenkalk Thüringens. — Paläont. Z., **40**, S. 274—276, Stuttgart 1966.
- RIETSCHEL, S.: Bedeutung, Muttergestein und Fundumstände der Weichkörper Wissenbacher Cephalopoden. — Natur u. Museum, **98**, S. 409—412, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1968.
- RUNZHEIMER, H.: *Novakia gemündina* n. sp., ein Pteropod aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon) des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, **14**, S. 87—91, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1932.
- STÜRMER, W.: Einige Beobachtungen an devonischen Fossilien. — Ebenda, **98**, S. 413 bis 417, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1968.
- Pyrit-Erhaltung von Weichteilen bei devonischen Cephalopoden. — Paläont. Z., **43**, S. 10—12, 3 Taf., Stuttgart 1969.
- ZAGORA, K.: Tentaculiten aus dem thüringischen Devon. — Geologie, **13**, S. 1235—1273, 9 Taf., 2 Tab., Berlin 1964.
- ZEISS, A.: Fossile Cephalopoden mit Weichteilen. — Natur u. Museum, **98**, S. 418—424, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1968.
- Weichteile ectocochleater paläozoischer Cephalopoden in Röntgenaufnahmen und ihre paläontologische Bedeutung. — Paläont. Z., **43**, S. 13—27, 6 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1969.

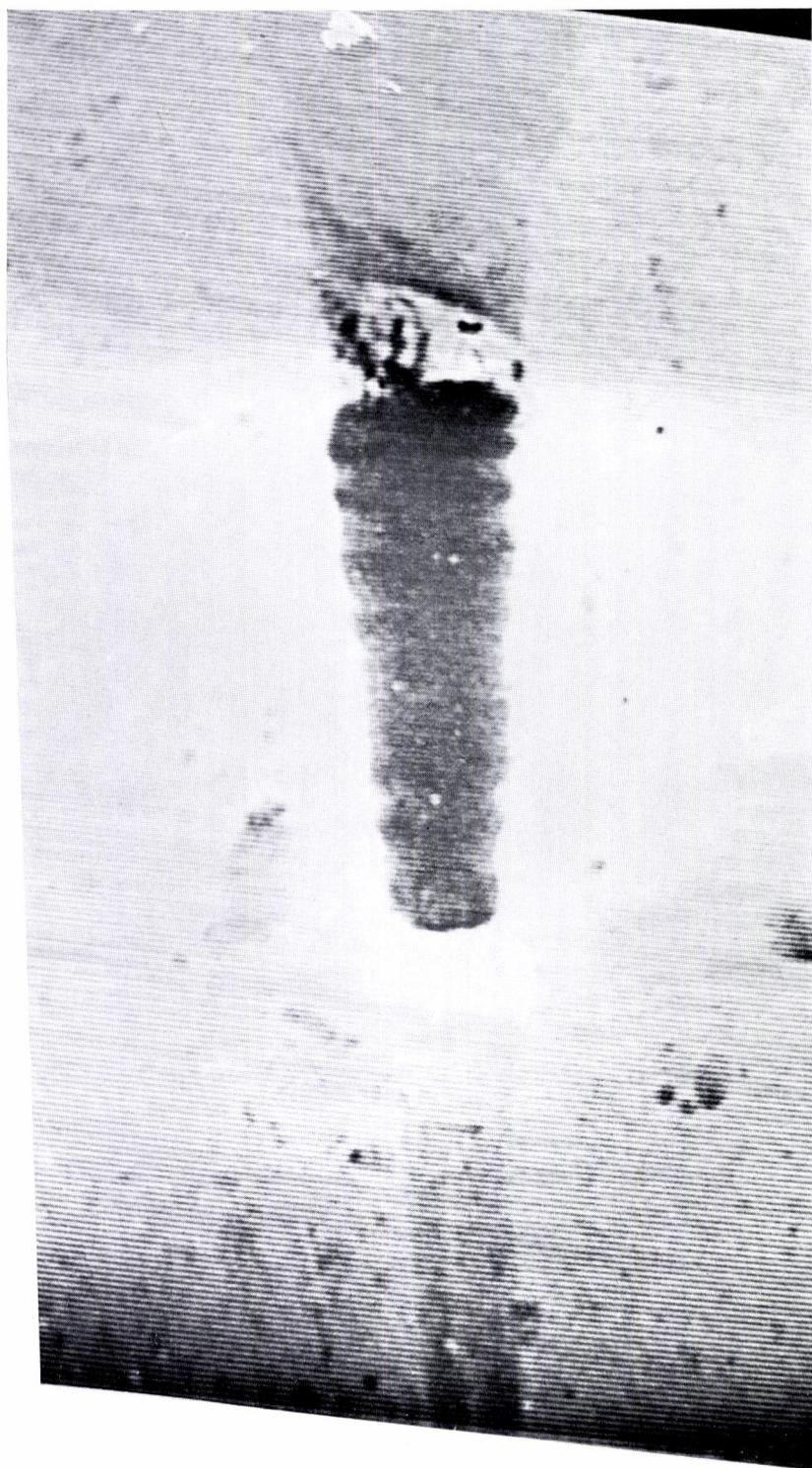
Tafelerklärungen

Tafel 1

Röntgenaufnahme des Tentaculiten *Viriatellina fuchsii* KUTSCHER 1931. 60/1. Kaisergrube Gemünden (Hunsrück), Schieferhalde.

Tafel 2

Röntgenaufnahme eines Tentaculiten. 60/1. Kaisergrube Gemünden (Hunsrück), Schieferhalde.





Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60, 1971

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	p. 51-58	1 fig.	1 tbl.	2 pl.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	--------	-------	----------------

A new species of *Percrocuta* from the Middle Miocene of Kenya

By

MIGUEL CRUSAFONT-PAIRÓ, Barcelona, and EMILIANO AGUIRRE, Madrid*

With 1 figure, 1 table and 2 plates

Introduction

In the course of a paleontological survey of one of us (E. A.), July 1969, with PHILIP LEAKEY (in press), following the geological research program (E. A. G. R. U.) in the northern Rift Valley of Kenya, conducted by W. W. BISHOP, Bedford College, London (1970), two mandibular rami of a hyaenid were recovered, which deserve a comparative study, regarding a group of Miocene hyaenas, for whom KRETZOI (1938) created the genus *Percrocuta*, later (1956) redefined by KURTÉN. (See also CRUSAFONT & PETTER 1969).

Materials

The fossils here referred belong to two different individuals. These are two right mandibular rami, almost identical, one better preserved (I), with its dental series complete from the canine, the gonion and condyle in fair good state, and with little to median wear of its crowns (Pl. 1); the other (II) has also present C-M₁, almost without wear traces, but several teeth are slightly broken, the bone being eroded on its lower border and on its external side, and missing the gonion and vertical ramus (Pl. 2).

Stratigraphy

Both specimens were found relatively close to each other, in an important lens of grit, labeled 2 V/10 by the E. A. G. R. U.-geologists (1970), who also gave to this locality the name "Charnel House Grit". Stratigraphically it is placed at the base of Division D (Middle-Upper) of the Kabarsero Beds, Ngorora Formation. According to the K/Ar-dating attributed to the phonolites below and above the Kabarsero Beds (BISHOP & CHAPMAN 1970), the Charnel House Grit was likely deposited between eleven and ten millions years ago.

*) Addresses of the authors: Prof. Dr. M. CRUSAFONT-PAIRÓ, Cátedra de Paleontología, Universidad, Barcelona, Spanien.

Pater E. DE AGUIRRE, Colegio Mayor Nuestra Señora de Africa, Avenida de Seneca s.n., Madrid 3, Spanien.

The fauna as far identified from this site and its lateral equivalents includes *Protragocerus* sp., *Anancus* sp., and a giant tortoise.

Lower sites in the Kabarsero Beds — Division D — yielded *Schizochocerus* sp. *Giraffokeryx* sp., and rhinoceroses, bovids and mastodonts. Member C contents a hyracoid. Above, in Member D, there are again chelonians, bovids, mastodonts, *Deinotherium* sp. and a Mellivorinae-like carnivore. A little tapirid, till now unknown in Africa, has been found both in Members B and D.

According to BISHOP & CHAPMAN (l. c.) "Division C. and E. represent more stable periods of lacustrine deposition". On the other hand B and D witness more flood activity, although temporarily, while their mammalian faunas so far indicate very distinct steppe or savanna conditions.

No *Hipparion* has been found in the more than twenty localities of Kabarsero exposures, nor in the other extensions of the Ngorora Formation. In more recent formations of the same side (W) of the rift of this area, *Stylohipparion* was recovered by E. A. G. R. U. group (BISHOP & CHAPMAN 1970), and a true *Hipparion* was collected by one of us (E. A.), and PHILIP LEAKEY (in press) in the opposite side (E) of the Rift in the Nakali Beds. These facts suggest for the Ngorora Formation a relative age below the Vallesian of the Mediterranean province.

On the other hand the faunistical relations in accordance with the radio-dating indicate that Ngorora is younger than Fort-Ternan. We are convinced that the faunal assemblage of Kabarsero is older than Qued-El Hamman (ARAMBOURG 1959) which, opposite to this author's opinion, seems to be Vallesian. Above this recent discoveries at Bled Douarah, Tunisia, by one of us (C.-P.) with PETER ROBINSON, Boulder, Colorado, in a Research Program of the "Smithsonian Institution", show two successive faunal levels, the lower one without *Hipparion* attributed to Vindobonian and the immediately upper one with this equid to Vallesian. The fact that a mammalian assemblage is lower than levels yielding pliocene marine invertebrates is not a proof of a strict Tortonian age, since in Southern Spain and in other parts of the world, there are marine series between Tortonian and Pliocene, which in Spain, are called Andalusian and are well correlated with the continental Vallesian (Sabadell-zone of THALER) (AGUIRRE 1967). The authors who still mention the presence of *Hipparion* within the Vindobonian seem to overlook these facts, and the clear-cut distinction established between the Upper Vindobonian (La Grive-zone) represented at San Quirze and Hostalets (lower) without *Hipparion* and the Lower Vallesian (Sabadell-zone) represented at Can Llobateres with *Hipparion*, which seems to be well correlated all throughout the Mediterranean area. The first appearance of *Hipparion* is our criterion for this borderline Vindobonian/Vallesian in the stratigraphical Miocene sequence.

Description

The horizontal ramus of the mandibles is comparatively short but not very much; its lower border is regularly and shallow curved. The masseteric fossa is very deep and large with prominent but not sharp borders, its anterior end arriving under the talonid of M_1 . The gonion is as high as the middle of the horizontal ramus. The condyle is

enlarged transversally, more externally than internally, and inclined internally and downwards. The coronoid process is incomplete, and its anterior border is flat with a shallow longitudinal depression from its base up to the preserved height. We can see two large foramina, the first below the middle of P_2 and the second below the first root of P_3 ; both approximately in mid height of the ramus.

The canine is moderately strong; its apex is at about two-and half times the height of P_2 ; the section at the base of the crown is oval; a wear surface is conspicuous on its posterior edge. On the inner surface of the crown there are two shallow ridges, one anterior and the other posterior, the former more marked; posterior to the former and anterior to the latter we see two parallel depressions running up to the apex.

Behind a short diastema, there is the P_2 diagonally located with respect to the axis of the premolar-molar range, with its anterior edge turned internally. This tooth is very simply shaped and low crowned; its apex being placed not in the center of its length but more in front; there are no distinct accessory tubercles, but poorly indicated anterior and posterior cingula. Two smooth edges run down from the apex, one anterior and the other one posterior to join the cingula; a shallow depression is seen at the inner side of the latter.

P_3 is well developed, rhomboidal in basal section; the main cusp is heavy and elevated, beside it there are only two small cusps, the posterior one slightly more developed, both being very low and not detached from the cingula; the anterior edge of the main cusp is convex and the posterior one straight; the section is slightly elongated, not much rounded.

P_4 differs in shape comparative to the anterior tooth; its main cusp is also elevated but comparatively shorter and less voluminous; the two accessory cusps are well developed, the posterior one built as a detached talonid, consisting of an external cusp and an internal depression much wider developed than that on the two anterior teeth and internally open; a shallow valley separates this talonid-complex from the main cusp; the anterior cusp is poorly developed, very simple and lower than the talonid. This tooth is transversally compressed and elongated as in *Ictitherium*.

M_1 is a comparatively small carnassial, but slightly longer than P_4 and scarcely narrower. The two blades of parastylid and protoconid are approximately equal in size, and the talonid is small and simple, with a single cusp slightly developed as a short transversal crest. No trace of a metaconid is present.

Comparative study and taxonomy

The present form is smaller than the known species of *Percrocota*, *Crocota* and *Hyaena*, consequently the smallest known among the modern hyaenids. Its premolars in general are more hypsodont with more developed main cusps, than in *Hyaena*, and the last one is not trilobed; on the other side, these are elongated, and by no means as thickened as in *Crocota*.

The position of the foramina is that of *P. miocaenica*. The masseteric fossa seems slightly more advanced than that in the latter species and in *P. algeriensis*; the lower profile is almost straight, lacking the marked convexity of *P. algeriensis* and the sinuosity of *P. miocaenica*; the diastema C- P_2 is not so short as in these two species. The range of

cheek-teeth resembles very much *P. miocaenica*, being almost straight, slightly concave lingual, and the teeth but very slightly overlapping.

The new hyaena from Ngorora differs from *P. miocaenica* and *P. eximia* by lacking a P_1 in the present sample. The poor development of P_2 is similar to that in *P. tungurensis* and in *C. crocuta*, but in contrast with the highly developed second premolar of *P. algeriensis*; the anterior cusp of this tooth, weakly developed in the species of *Percrocuta*, is almost inexistent in *P. eximia*, *P. tungurensis* and the present form; the posterior one is weak in *P. tungurensis* and *P. carnifex* as in our fossils from Ngorora, while it is better developed in *C. crocuta*, *P. miocaenica* and *P. algeriensis*, where this tooth is morphologically well fitting similarly as the following pieces in the series.

The P_3 of the new hyaena is noticeable for its very low index of robustness, scarcely approaching that of *P. miocaenica* and *H. striata*. It resembles *P. eximia*, *P. tungurensis* and *C. mordax* by the shape and poor development of its anterior cusp, which is well marked in *P. miocaenica* and noticeably acute in *P. algeriensis*; almost the same has to be noted for the posterior cusp; *P. carnifex* shows a moderate development of this cusp. The main cusp is high as in *P. tungurensis*, and more voluminous than the same cusp in P_4 , as in different species of *Hyaena* and in *P. senyuereki*.

The P_4 resembles also that of *P. eximia* with the comparative weakness of its accessory cusps relate to the strong and detached anterior cusp of *P. miocaenica*, *P. algeriensis*, *P. tungurensis*, by which these species approach the trilobed shape of the P_4 in *Hyaena*.

M_1 is but slightly longer than P_4 , as in *H. striata* and *H. brevirostris*, much less than in different species of *Crocuta* and in *P. tungurensis*, but not shorter as in *P. algeriensis*. It has no metaconid at all, like *P. carnifex*; the reduction of the metaconid is a characteristic of the genus *Percrocuta*, variable in *P. eximia* and in modern species of *Crocuta*, very reduced or absent in *P. miocaenica*, totally reduced in *P. tungurensis* and also absent in *P. algeriensis*. The talonid is also variably developed in *P. eximia*, with

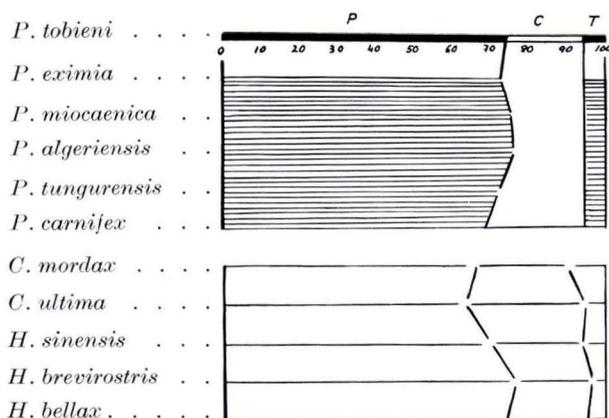


Fig. 1. Comparative diagram of the P, C, T values for different species of the genera *Percrocuta*, *Crocuta*, *Hyaena*. (P, C, T, are percentages.)

one to three cusps, like in *C. mordax*, being short and sharp in *P. miocaenica*, *P. tungurensis*, *P. carnifex* as in the form here described. A remnant of a mesio-buccal ingulum is present in the latter as well as in *P. carnifex* and *P. algeriensis*.

The parameters P, C, T, of CRUSAFONT & TRUYOLS (1957) are very constant through the different species of *Percrocuta*, with very similar values in the mandibles from Ngorora, as can be seen in Fig. 1.

In brief, we have to do with one of the most ancient among modern hyaenas, in some proportions recalling old genera as *Ictitherium*, by which it can be considered comparatively primitive, but clearly progressive for the loss of P₁ and M₂, and for the loss of the metaconid and the reduction of the talonid of M₁; therefore it is a new species, the smallest one of the genus *Percrocuta*, for which we propose the name:

***Percrocuta tobieni*¹⁾ n. sp.**

Type: right mandibular ramus (I) with C, P₂-M₁ (Pl. 1); Center for Prehistory and Paleontology, Nairobi, Kenya.

Locotype and horizon: Kabarsero, North to Chepkesin, Ngorora location, Northwest of Lake Baringo, Rift Valley, Kenya, – Basal division D of the Kabarsero Beds, Ngorora Formation (BISHOP & CHAPMAN 1969), tentatively Uppermost Vindobonian.

Referred material: another right mandibular ramus (II), C-M₁ (Pl. 2).

Diagnosis: Medium-size hyaenid, smallest among *Percrocuta* KRETZOI, with comparatively narrow and simple shaped premolars; P₂ reduced and low crowned with very shallow vestige of accessory cusps; P₃ with more noticeable but even vestigial anterior cusp, and slightly large, transverse and low posterior cusp attached to the principal one; P₄ with high principal cusp less developed than that of P₃, better marked accessory cusps, the anterior one very low and less detached than posterior; the late is formed by a buccal cusp and a lingual shelf. M₁ comparatively long, without trace of metaconid, and with a small, acute and sectorial talonid, not very much reduced.

No trace of P₁ nor M₂. (Measurements as given in Tab. 1).

Acknowledgements

We are deeply indebted to the National Geographic Society, Washington, D.C., to which this contribution and finding is due first of all, and to Prof. Dr. L. S. B. LEAKEY, Director of the Centre for Prehistory and Palaeontology, Nairobi, and to the assistants and preparators of this Centre, who made possible the recovering and preservation of the fossils here described; also to Prof. W. W. BISHOP, who kindly indicated the site to one of us (E.A.), and, last but not least, to PHILIP LEAKEY, whose help in the field of Ngorora was of greatest value.

¹⁾ In honour to HEINZ TOBIEN, Mainz, at his 60th anniversary, for his relevant contributions on Neogene mammals of northern and eastern Mediterranean countries.

Tab. 1. Comparative measurements

	Ngorora		<i>P. eximia</i>		<i>P. miocaenica</i>		<i>P. algeriensis</i>		<i>P. carnifex</i>	
	mm	%	mm = 100		mm	%	mm	%	mm	%
			(1)		(2)		(1)		(4)	
P ₂ : L	13,0	81,5	16,01*	100	12,9	80,6	24,2	149,9	14,0	87,9
100A/L	61,6	100,2	61,5	100	—	—	68,5	113,1	80,3	130,8
P ₃ : L	17,15*	87,5	19,6*	100	16,85*	96,0	24,3	124,0	18,7	95,4
100A/L	58,25	82,2	70,6	100	64,2	90,5	71,1	100,7	75,7	107,0
P ₄ : L	19,05*	84,6	22,3*	100	18,75*	83,3	28,5	127,8	20,5	91,2
100A/L	54,3	90,3	60,1	100	58,2	96,9	57,1	95,0	69,5	115,7
M ₁ : L	20,0	76,3	26,2*	100	22,5*	85,9	26,8	102,2	25,0	95,4
100A/L	46,5	104,2	44,6	100	49,5	111,1	52,2	117,0	50,4	112,9
100t/L	15,0	92,5	16,2	100			18,5	115,7	12,8	80,5
P ₂ —M ₁	62,7	74,5	84,1*	100	69,4	83,6	103,8	123,4	67,7	81,5
P (6)	74		73		75		75,5		68,5	
C (6)	20		22		20		19,5		27,5	
T (6)	06		05		05		0,5		04	

(1) According to ARAMBOURG 1959

(2) According to PAVLOVIC & THENIUS 1965

(3) According to EWER 1954

(4) Measurements taken from illustrations

(5) SENYÜREK 1958

(6) Parameters of CRUSAFONT & TRUYOLS 1957

* mean

(Note: 100 A/L = 100 × breadth/length,

100 t/L = 100 × length of talonid/L)

References

- AGUIRRE, E.: Publicaciones Depto. Paleontología Univ. Madrid, **1**, 1—9 (1967).
 — & LEAKEY, PH.: Nature (in press — a).
 — — Nature (in press — b).
 BISHOP, W. W. & CHAPMAN, G. R.: Nature, **226**, 914 (1970).
 ARAMBOURG, C.: Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s. Paléont., Mém., **4**, 1—159 (1959).
 CRUSAFONT-PAIRÓ, M. & PETER, G.: Annal. Paléontologie, Vert., **55**, 89—127 (1969).
 — & TRUYOLS-SANTONJA, J.: Evolution, **10**, 3: 314—332 (1956).
 — — Bol. Inst. Geol. Min. Espana, **68**, 87—224, Madrid (1957).
 EWER, R. F.: Proc. Zool. Soc. London, **124**, 565—585 (1954).
 KRETZOI, M.: Annal. Mus. Nat. Hungar., **31**, 88—157 (1938).
 KURTÉN, B.: Acta Zool. Cracov., **2**, 375—404 (1957).
 PAVLOVIC, M. & THENIUS, E.: Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., **9**, 167—185 (1965).
 SENYÜREK, M.: Public. Fac. Lang., Hist. Geogr. Univ. Ankara, Mém., **122**, 1—48 (1958). (1958).

of lower dentition

<i>P. senyue- reki</i> mm % (5)	<i>H. tungurensis</i>		<i>H. striata</i>		<i>H. bellax</i>		<i>C. crocuta</i>		<i>C. mordax</i>	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
	(1)		(1)		(3)		(1)		(4)	
22,4 140	18,5	115,5	14,2*	88,7	17,4	108,7	15*	93,8	15,5	96,8
69,1 112	75,6	123,0	64,8	105,3	66,6	109,2	70,3	114,2	69,4	112,7
28 143	19,0	96,9	19*	96,9	23,9*	121,9	20,8*	106,0	18,5	94,4
53,5 75,8	86,8	131,4	64,4	90,9	72,6	102,9	71,57	101,3	78,5	111,1
32 143,5	24,0	114,7	20,4*	90,5	25,9*	116,2	21,7*	97,4	20,4	90,7
52,5 87,3	62,5	104,0	58,06	96,6	59,8	99,2	58,06	96,6	61,4	102,1
32,2 123,0	32,0	122,1	21,2*	81,7	28,85*	110,3	27*	103	28,7	109,6
46,6 95,1	45,3	101,6	52,32	117,5	46,2	103,7	44,1	98,9	49,3	110,6
	10,5	65,6	23,6	164,0			11,1	68,5	17,5	109,4
	93,5	111,2	74,8*	89,0	94,8	112,8	84,5*	100,5	75	90,3
	72				75				65,5	
	23				21				25	
	05				04				09,5	

Explanation of plates

Plate 1

Percrocata tobieni, nov. sp. — Right mandibular ramus. Kabarsero Beds, Kenya, Ngorora Location. — a: external view; b: lingual view; c: oclusal view. $\sim 0,8\times$. (Specimen I, type).

Plate 2

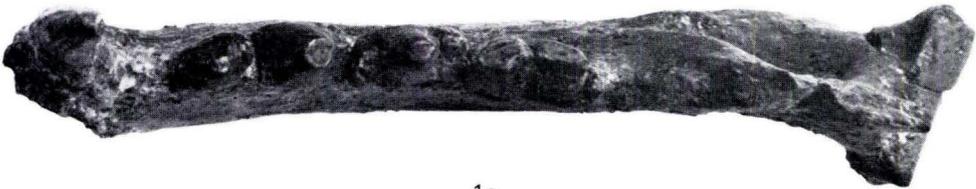
Percrocata tobieni, nov. sp. — Right mandibular ramus. Kabarsero Beds, Ngorora Location, Kenya. — a: external view; b: internal view; c: oclusal view. Natural size (Specimen II).



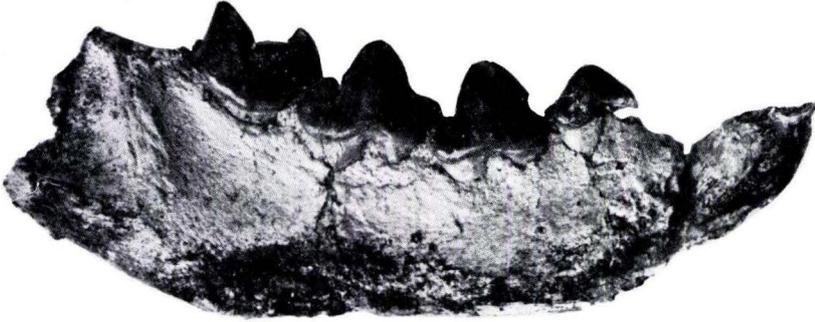
1a



1b



1c



2 a



2 b



2 c

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	60	p. 59-63	1 tbl.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	------------------------------	----	----------	--------	----------------

On the history of *Bison*

By

CONSTANTIN C. FLEROW, Moscow*

With 1 table

Two attempts have been made during the past 35 years to revise the systematics and phylogeny of the genus *Bison*. The first belongs to V. I. GROMOVA (1935), the second to SKINNER & KAISEN (1947). There is no doubt that GROMOVA gave a much more correct and justified picture of the evolution of bisons than SKINNER & KAISEN¹⁾. The latter have based their system on the length and shape of horn cores, which are subjected to an extremely wide range of variation. Their paper demonstrates once more how wrong it is to have such a onesided approach to the solution of the problem of systematics and phylogeny without serious morphological researches. I think there is no need to give any proofs that the construction of a system of any group on the basis of one feature leads only to completely erroneous and unfounded conclusions.

I have based my research on a functional-morphological analysis of the skull and the postcranial skeleton of *Bison*, which indicated (1965) sufficiently serious differences between separate forms and big changes that took place in the process of a historical development owing to the change in landscapes during the Pleistocene (1965, 1967).

The present communication is devoted to the brief review of data on the history of the development and dispersion of *Bison*.

Briefly the history of *Bison* looks as follows. The origin, geographical centres of appearance, the earliest stages in the evolution and geographical distribution are still unknown. Their ancestors stand close to the *Leptobos*. The earliest records like *Probison dehmi* SAHNI & KHAN and *Bison sivalensis* LYDEKKER are known from Late Pliocene of India (Siwalik deposits). A very similar form – *Bison palaeosinensis* was found in Nihowan (China) also in Late Pliocene deposits. Consequently, it is possible to assume an Asiatic origin of the entire group. At the very beginning of Early Pleistocene bisons are dispersing into the temperate zone of Asia and Europe. In the southern part of Europe up to North-Caucasus in the east, we find during this time comparatively shorthorned forms, at first *B. tamanensis* and later *B. voigtstedtensis* and *B. schoetensacki*. The bison from Cromer Forest Bed is similar to *B. tamanensis* but geologically apparently younger.

*) Address of the author: Prof. Dr. C. C. FLEROW, Paleontological Museum of the Academy of Sciences of the USSR, Moscow V-71, 16 Lenin Prospect.

¹⁾ A very serious criticism of this paper by the abovementioned authors has been voiced by I. I. SOKOLOV (1963).

There is a good reason to assume that all the early forms of *Bison*, namely *B. sivalensis*, *B. palaeosinensis* and *B. tamanensis* form an independent group of ancient bisons, which could be regarded as a subgenus. For the time being I leave this question open, in as much as I lack now necessary material on *B. hanaizumiensis*. Pictures and descriptions given in the papers of MATSUMOTO & MORI with description of *Leptobison hanaizumiensis* (1955, 1959) are not sufficiently convincing; there are grounds to think that young specimens have been described with still open sutures of the brain-case of the skull, its geological age is also doubtful, apparently the remains of "*Leptobison hanaizumiensis*" descend not from Upper Pliocene deposits, but from Riss, and belong to *B. priscus crassicornis*. Consequently the validity of the subgeneric name *Leptobison* needs checking.

All the early species of *Bison* have the bases of horn cores sharply bent backwards. The occiput and the brain-case of the skull are narrow, distinctly separated by temporal fossae. The fossae temporaliae are very wide. The orbits are slightly tubate. In the process of its historical development the skull of the bisons is subjected to considerable changes. Generally speaking it becomes much wider in the part of the brain-case, at first becomes longer and then gets shorter into a facial part. The forehead becomes wider and flatter. The bases of horn cores acquire a more sidewise direction. The orbits become pronouncedly tubate and protrude sidewise. Fossae temporaliae get much narrower. The axis of the skull of later *B. bison* and *B. bonasus* gets curved. The facial and brain parts of the skull form an obtuse angle because the brain part becomes lowered. At first the orbits open substantially forward, later they turn somewhat upwards and, finally, in the later forms, they are directed definitely sidewise.

By Middle Pleistocene bisons seem to completely disappear from Southern Asia, but, on the other hand, become widely distributed in the Holarctic. Throughout the long period of Middle Pleistocene (end of Mindel-Riss), Riss and the beginning of Riss-Würm, big long-horned bison — *Bison priscus*²⁾, *Bison priscus crassicornis* and *Bison priscus priscus*, have been developing over vast expanses of Europe, Asia and the northern part of North America. In as much as during this time landscape conditions were more or less uniform over the entire territory, the distribution area of bisons was continuous and they did not produce any substantially differing forms.

Long-horned Asiatic bisons migrated from Asia to America before the maximum glaciation (Illinoian). During this glaciation in Canada they were forced southward to the present territory of the United States, where they evolved into the gigantic form of *Bison latifrons* HARLAN quite analogous to the Asiatic *Bison priscus gigas* FLEROW. This entire southern population was completely isolated from the northern group, which continued to live in Asia, Beringia and in Alaska. During this time in the south (on the territory of United States) the ancestors of modern plain bisons (*Bison alleni* MARSH) then developed and this form evolved into true plain bisons (*B. bison antiquus* and *B. bison bison*). In the north long-horned bisons continued to exist (*B. pris-*

²⁾ On the basis of priority should be used for fossil *Bison* the name given in 1821 by SCHLOTHEIM: *B. cesaris* instead of *B. priscus* BOJANUS 1827 and *B. pallasi* BAER 1823, but in as much as *B. cesaris* and *B. pallasi* are nomina oblita, I keep the name *B. priscus*.

cus crassicornis). After the disappearance of the Canadian last ice sheet *Bison* again penetrates into Canada from the north-west from Alaska and from Beringia. However, similar to many other mammals, bison disperse only in the basin of Mackenzie River without capturing the territories adjacent to Hudson Bay and Eastern Canada. The explanation, probably, is that these areas have been cleared from ice later than other territories and conditions remained there unsuitable for many animals (bison, moose, wapiti a. o.). These places also badly feel the effect of Hudson Bay, which creates very severe environments.

By the time of the disappearance of glaciation the bison in Europe, Asia and America begin gradually to become smaller; their horns become much shorter, so that long-horned *B. priscus crassicornis* and *B. priscus priscus* are replaced by short-horned *Bison priscus occidentalis* and *B. priscus mediator*. The latter, like the long-horned *B. priscus crassicornis* and *B. priscus priscus*, also had a very extensive range and did not produce distinct local forms.

At the end of Würm the areal of *Bison* begins gradually to break up and by the beginning of the Holocene was completely disrupted. Bison become extinct over enormous territories and are persisted only in parts of Europe, with the exception of its northern part, in Eastern Siberia, in Alaska, in Canada and in the United States. Isolated populations are formed and *Bison* begins to differentiate.

In Europe — a wisent (*Bison bonasus*) at first a big animal with moderately long horns (*B. bonasus maior* HILZHEIMER), then the true Belovezh-wisent (*B. bonasus bonasus* LINNAEUS), Karpatian (*B. bonasus hungarorum* KRETZOI) and Caucasian (*B. bonasus caucasicus* SATUNIN). The Caucasus and Transcaucasia were first inhabited by *B. bonasus maior*, but later its areal shrinks. Wisents disappear from Transcaucasia and North-Caucasus and are preserved only in the western half of the Main Caucasian Ridge (*B. bonasus caucasicus*). Eastern Siberia, Alaska and Canada are inhabited by a big *B. priscus athabascæ* RHOADES, which soon becomes extinct in Asia and in Alaska and continues to live only in Canada, its areal gradually becoming smaller and smaller. The last bison became extinct in Siberia during the thermal optimum.

In Canada *Bison* fully repeats the history of the muskox (*Ovibos moschatus*). The muskox became extinct on the entire territory of Palearctic and was preserved in North America and Greenland, in other words in places, where climatic and landscape conditions reflect the presence of continental ice even in near-by areas.

Even in North America the muskox gradually left western bank of Mackenzie River and retreated eastwards nearer to the glaciated territories, this happening already in our times. With a retreat of the glacier and a warmer spell in Europe and Northern Asia there has been a change in vegetation and retreat of the muskox.

In the same way as the muskox was retreating eastwards, so the wood bison, having shrunk its areal found its last refuge in the forests of the Great Slave Lake territory³). It inhabited an area, where under severe climatic conditions small patches of prairies were present among taiga forests. These prairies patches, apparently approach the character of the cold forest-steppes, which have been widely developed in Siberia and Canada during the end of the Pleistocene and Early

³) J. D. SOPPER 1939, 1941; W. A. FULLER 1962; E. T. SETON 1886, 1912, 1929; H. M. RAUP 1935; C. C. FLEROW 1935.

Holocene. All features characterizing this big Canadian wood bison indicate its very close morphological affinity with the extinct forms of the Pleistocene and Early Holocene species of the so-called "primary bison" *Bison priscus*⁴). This is, undoubtedly, their living representative.

With a great extent of confidence we can say that the typical Pleistocene forms in North-Eastern Asia could not survive the time of the thermal optimum and the resulting change of the vegetation cover. With the formation of Sphagnum muskegs associations the majority of species of large herbivorous mammals — horses, oxen, many species of deer and antelopes remained without their main forage base. During the same time and, probably, for the same reasons, the rhinoceroses and mammoths also become extinct. Only muskox and wood bison survived this "severe test" in America, where remains of landscapes similar to Pleistocene were preserved to a certain extent. They survived up to our days as the last representatives of the Pleistocene fauna, as "living fossils" and contemporaries of the mammoth.

In the Holocene, three geographically isolated populations originated with independent lines of history, ecology, morphology and very well adapted to corresponding conditions: *Bison bonasus* — forests of Europe, temperate climate and low snow cover; *Bison bison* — plains of North America; and *Bison priscus athabascae* — severe climate of the northern forests of Canada.

Tab. 1. History of *Bison*

		Europe	Western Asia	Eastern Asia	Canada	USA
Holocene	Subgenus <i>Bison</i>	<i>B. bonasus</i> (<i>bonasus</i> , <i>hungarorum</i> , <i>caucasicus</i>)			<i>B. priscus</i> <i>athabascae</i>	<i>B. bison bison</i> and other recent subspecies
		<i>B. priscus</i> <i>mediator</i>		<i>B. priscus</i> <i>athabascae</i>	<i>B. priscus</i> <i>athabascae</i>	<i>B. bison</i> <i>antiquus</i>
Pleistocene	Subgenus <i>Bison</i>	<i>B. priscus</i> <i>mediator</i>	<i>B. priscus</i> <i>mediator</i>	<i>B. priscus</i> <i>athabascae</i>	<i>B. priscus</i> <i>athabascae</i>	<i>B. bison</i> <i>antiquus</i>
		<i>B. priscus</i> <i>priscus</i>	<i>B. priscus</i> <i>priscus</i>	<i>B. priscus</i> <i>crassicornis</i>	<i>B. priscus</i> <i>crassicornis</i>	<i>B. alleni</i>
		<i>B. priscus</i> <i>gigas</i>	<i>B. priscus</i> <i>gigas</i>	<i>B. priscus</i> <i>gigas</i>	<i>B. priscus</i> <i>gigas</i>	<i>B. latifrons</i>
		<i>B. schoetensacki</i>	<i>B. schoetensacki</i>	<i>B. schoetensacki</i>	<i>B. schoetensacki</i>	<i>B. chaneyi</i>
		<i>B. lagenocornis</i>				
		<i>B. voigtstedtensis</i>				
		<i>B. tamanensis</i>				
Upper Pliocene	Subgenus <i>Eobison</i>	<i>B. tamanensis</i>	<i>B. tamanensis</i>	<i>B. palaeosinensis</i> <i>B. sivalensis</i>		

⁴) RHOADS 1897.

References

- Громова, В. И., Первобытный зубр (*Bison priscus* BOJANUS) в СССР.—Труды Зоолог. Ин-та Акад. наук СССР, т. II, вып. 2—3, стр. 77—204 (1935).
- Соколов, И. И., О некоторых интересных находках первобытного зубра (*Bison priscus* BOJANUS) на территории СССР.—труды Комиссии по изуч. четверт. периода по. 28. Акад. наук СССР, стр. 24—32 (1963).
- Флеров, К. К., Сравнительная краниология современных представителей рода *Bison*.—Бюлл. Моск. Обш. Испыт. Природы, отд. биол., т. LXX (I), стр. 40—45 (1965).
- FLEROW, C. C.: On the Origin of the Mammalian Fauna of Canada. In: D. M. Hopkins (Ed.) "The Bering Land Bridge". — Stanford Univers. Press, Stanford, pp. 271—280 (1967).
- FULLER, W. A.: The biology and management of the bison of Wood Buffalo National Park. — Canad. Wildlife Service, Wildlife Management Bull., Ottawa, Ser. I, N 16 (1962).
- MATSUMOTO, H. & MORI, H.: Zool. Magaz., vol. LXV, N 6, n. 342 (1955).
- — MARNI, K. & OZAKI, H.: On the discovery of the Upper Pliocene. Fossiliferous and Culturebearing Bed at Kanamori, Hanaizumi Town, Province of Rikuchu. — Bull. of Nat. Sci. Mus. (Tokyo), N 44, March, pp. 287—321 (1959).
- RAUP, H. M.: Botanical investigations in Wood Buffalo Park. — Nat. Museum Canada Bull., 74, Biol. Ser. 22 (1935).
- RHOADS, S. N.: Notes on living and extinct species of North American Bovidae. — Proc. Acad. Nat. Sci., Philadelphia, 49, p. 483—502 (1898).
- SETON, E. TH.: The ruminants of the Northwest. — Proc. Canad. Inst. (Toronto), Ser. 3, III, Whole N 21, N 4, Fasc. 3 (1886).
- The Arctic Prairies. — Constable, London (1912).
- Lives of game animals, 3, Doubleday, Doran & Co., New York (1927).
- SKINNER, M. F. & KAISEN, O. C.: The fossil bison of Alaska and preliminary revision of the genus. — Bull. Amer. Natur. Hist., 89, Art. 3 (1947).
- SOPPER, J. D.: Wood Buffalo Park; notes on the physical geography of the Park and its vicinity. — Geogr. Rev. 29 (1939).
- History, range and home life of the northern bison. — Ecol. Monogr., II (1941).

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	p. 64-72	1 fig.	1 tbl.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	--------	----------------

Speculations on the significance of fossil vertebrates for the antiquity of the Great Plains of North America

By

JOSEPH T. GREGORY, Berkeley*

With 1 figure and 1 table

The High Plains east of the Rocky Mountains in North America form an extensive belt of grassland, treeless except for narrow strips of riparian woodland in the eastern parts of the river valleys, and scattered pines on steep buttes or canyon walls. The plains environment supports a distinctive biota, adaptively similar to that of steppes in other parts of the world. The seasonal, largely summer, rainfall, 15 to 90 cm per year, is insufficient to support woodland but is enough for perennial grasses, whose extensive root systems form a characteristic sod. These plants can survive prolonged drought, and a large proportion of the grassland animal community, both insects and smaller vertebrates, likewise become dormant during unfavorable seasons. Many of these animals burrow in the sod. The larger ungulate species possess unusually high-crowned teeth which adapt them to feeding on grasses, and their limbs show great cursorial specialization. They congregate in large herds which have evolved protective behavior patterns. Carnivores which prey upon those herds are likewise swift and sometimes hunt in packs. Predators of the smaller mammals include owls which feed on crepuscular or nocturnal rodents; fossorial badgers which dig into subterranean dens; and slender snakes and ferrets which pursue their prey into its own burrow. Although the total biota is smaller and its stratification much simpler than in many woodland communities, the complexity of these ecological relationships seems to imply a long evolutionary development of the community. The extensive morphological and physiological modifications of both the grasses and animals of steppe regions likewise points to a long-continued response to persistent selective factors. Fossil vertebrates confirm this by recording the gradual development of certain specializations for plains life.

The grasslands of the High Plains area connect by way of the southwestern desert plains with the treeless prairies and sagebrush plains of the Great Basin. SHOTWELL (1961, 1964) has correlated changes in mammalian distribution in the Great Basin

*) Address of the Author: Prof. Dr. J. T. GREGORY, Department and Museum of Paleontology, University of California, Berkeley, California, 94720, USA.

during the later Tertiary with the paleobotanical record of the disappearance of forests from that region. The present essay examines the implications of fossil vertebrates for Tertiary vegetation on the High Plains, and the time of appearance of treeless steppe conditions in that area.

It gives me great pleasure to offer this short essay in respect to Professor Dr. H. TOBIEN, who has contributed so much to our knowledge of Tertiary vertebrate faunas, in honor of this 60th birthday, and to take this opportunity to thank him for his kind help and counsel on many occasions.

Antiquity of the Grassland Flora

Grasses and other grassland plants seldom leave an identifiable fossil record. In the absence of fossils, opinions as to the age of grasslands have ranged from considering that they have been present throughout the Tertiary to the view that they are a product of the Pleistocene ice age and "abnormal" present day climates. CLEMENTS (1936), CLEMENTS & CHANEY (1937), and AXELROD (1950) all concluded that both grasslands and deserts developed in the western United States during the later Tertiary as a result of decreasing rainfall which in turn was controlled by the elevation of mountain ranges or by general elevation of western North America. The discovery by ELIAS (1942) of fossil seeds of grasses, especially the characteristic needlegrass, *Stipa*, in various Miocene and Pliocene deposits of the Great Plains supported this concept of a gradual evolution of grasslands in a region which earlier had been covered by deciduous forest.

The Kilgore flora, discovered in northern Nebraska in 1952, indicates an upland vegetation of xeric pine and evergreen oak woodland or savanna rather than treeless grassland in late Barstovian time. Its study led MACGINITIE (1962, p. 99) to the opinion that the present treeless condition of the prairies is a product of Pleistocene climates. He maintains that savannas with scattered trees would provide sufficient grassland environment to account for the evolution of grazing mammals.

To what extent can the history of the vertebrate fauna alone throw light on this problem?

Vertebrate fossils as evidence of grasslands

WALDEMAR KOWALEVSKY (1873—74, p. 270) interpreted the increase in the hypsodonty, in the complexity of crown patterns, and in the cement covering of the cheek teeth of herbivorous mammals during the Tertiary as the result of a change from omnivorous to graminivorous diet, and related the cursorial specializations of ungulate feet to the same change in living conditions. His idea was generally accepted by paleontologists; early in the present century J.C. MERRIAM inferred former extensive grasslands in the Mohave Desert region of California from the presence of *Merychippus*, *merycodonts*, and camels in the Barstow and Ricardo faunas (1919, p. 450, 526); he also deduced Miocene savannas from the fauna of Cedar Mountain, Nevada (1916, p. 168). W.D. MATTHEW (1926), R.A. STIRTON (1948), and G.G. SIMPSON (1951) invoke the spread of grasslands as a major environmental factor responsible for the evolution of the horse.

Paleobotanists and plant ecologists, too, have called extensively upon fossil vertebrates to provide evidence for grasslands which had left no direct fossil record. Thus CLEMENTS (1936, p. 111—120) supports his contention that the desert areas of the Great Basin and Sonoran Desert were grasslands receiving greater rainfall than today by citing MERRIAM's inference of a grassland habitat for various late Tertiary mammalian faunas. ELIAS (1942, p. 15—17), AXELROD (1950, p. 257) and CHANEY (1959, p. 53, 56) have all regarded the vertebrate fauna as indicating or confirming the existence of grasslands.

The problem of when grasses originated lies outside the scope of this discussion. It is assumed that some kind of open grassy plant formation must have preceded the evolution of either grazing or cursorial adaptations among ungulate mammals.

Did extensive grasslands border some of the known types of forest vegetation in the early and middle Tertiary? Or has grassland vegetation become differentiated gradually from the groundcover of woodlands? If climatically controlled belts of grassland are ancient, mammals should have begun to develop adaptations to this habitat early in their history, and cursorial grazing ungulates and their associated grassland fauna should appear in the fossil record as immigrants following the disappearance of forests.

Steppe and Savanna faunas

In the present discussion the term savanna will be restricted to grassland interspersed with clumps of trees or to open, grassy woodlands, whether mesic or xeric. True grassland or prairie may be penetrated by narrow bands of woodland along perennial stream courses, and this situation is sometimes included in the concept of savanna, but its climatic implications are obviously different from those of interstream or upland savanna. The distinction is basic to the problem raised by MACGINNIE's interpretation of the Kilgore flora. It is the disappearance of woodland from the upland, interstream areas that converted the region into a steppe.

Terrestrial vertebrate life probably attains its maximum diversity in tropical or subtropical savannas. Here intermingled grassland and woodland provide great diversity of habitats: grazing and browsing, arboreal, surface and burrowing life all are possible; and the diversity and abundance of herbivores favors numerous and specialized carnivores. BOURLIERE (1963) has pointed out the relatively great biomass of mammals on the African savannas compared to other environments. In particular the faunas of the more open savannas of East Africa are dominated by herds of many different species of small or medium sized ungulates, and very heavy species such as elephants are rare. Many late Tertiary fossil assemblages of the Great Plains show similar diversity — numerous ungulates, rodents and carnivores, and relatively few remains of proboscideans. The Niobrara River and Verdigre faunas (Barstovian) of northern Nebraska (VOORHIES 1969, p. 14—15; WEBB 1969, p. 34—37) exemplify this composition and are associated with the Kilgore flora which indicates riparian woodland and drier upland savanna.

Forest faunas contain a far lower vertebrate biomass than those of savannas. Although possibilities for stratification are greatest here, the ground surface provides

little food and most herbivores are arboreal rodents or primates. Any ungulates are browsers rather than grazers. Analogies with such forest faunas are found in various Paleocene and Eocene assemblages of the Rocky Mountain region and in the riparian woodland facies of the Chadron fauna (early Oligocene; CLARK et al. 1967, p. 69–74).

True grassland or steppe faunas likewise have relatively low biomass, which here is divided principally between herds of a very few kinds of grazing ungulates and numerous species of terrestrial or fossorial rodents and lagomorphs. Many distinctive adaptations of grassland vertebrates are shared equally by savanna, steppe and desert-plains dwellers. Among these are:

1. Cursorial locomotor specializations.
2. Herbivores with hypsodont dentitions.
3. Ungulates congregate in herds.
4. Most smaller animals fossorial or partly subterranean in habits.

Vertebrate faunas of treeless steppes are further distinguished by:

5. Absence of any arboreal species.
6. Absence of brachyodont browsing ungulates or of long-necked giraffe-like types.
7. Much lower faunal diversity (fewer species) than savanna faunas.
8. Large ungulates limited to herds of one or a very few species.

Faunas of more arid desert plains and thorn-scrub deserts closely resemble those of steppes in most respects. Some rodents have greatly enlarged auditory bullae; a greater number of saltatorial species occur. As both these specializations also occur in the steppe habitat to some extent they are not diagnostic. Aside from the implications of modern desert species which replace their plains counterparts, it is doubtful whether desert communities could be distinguished from those of steppes by fossil vertebrate assemblages.

The fossil record of some grassland adaptations

The hypsodont dentition of grazing mammals is so specific an adaptation to feeding on grasses and associated low plants that its development may be taken as strong evidence of this habit, and hence of the presence of some sort of grassland. Lophodont or selenodont tooth patterns alone should not be so interpreted, for they are equally characteristic of browsing herbivores. The principal North American mammals that developed hypsodont cheek dentitions, and the time intervals over which this trend is recorded, are as follows:

Leporidae	Uintan to Hemphillian
Castoridae	Orellan to Pleistocene
Mylagaulidae	Arikareean to Hemphillian
Geomyidae	Arikareean to Pleistocene
Heteromyidae	Clarendonian to Blancan
Microtinae	Hemphillian to Pleistocene
Rhinocerotidae	Orellan to Hemphillian
Equidae	Hemingfordian to Pleistocene
Merycoidodontidae	Orellan to Clarendonian
Camelidae	Orellan to Blancan
Antilocapridae	Barstovian to Pleistocene

Cursorial modifications of limbs, feet, and other portions of the skeleton are adaptive only in open terrain where sustained speed becomes an important factor in escaping from enemies or in overtaking prey. Beginnings of cursoriality are seen in the limb and foot bones of Eocene ungulates, but their adaptations are comparable to woodland tapirs and peccaries. Increasing cursorial specializations have been demonstrated in the Leporidae (DAWSON 1958), Equidae (MATTHEW 1926, CAMP & SMITH 1942, TOBIEN 1952), and Camelidae (MATTHEW 1930). The Palaeomerycidae and Antilocapridae are already specialized in this respect at their first appearance.

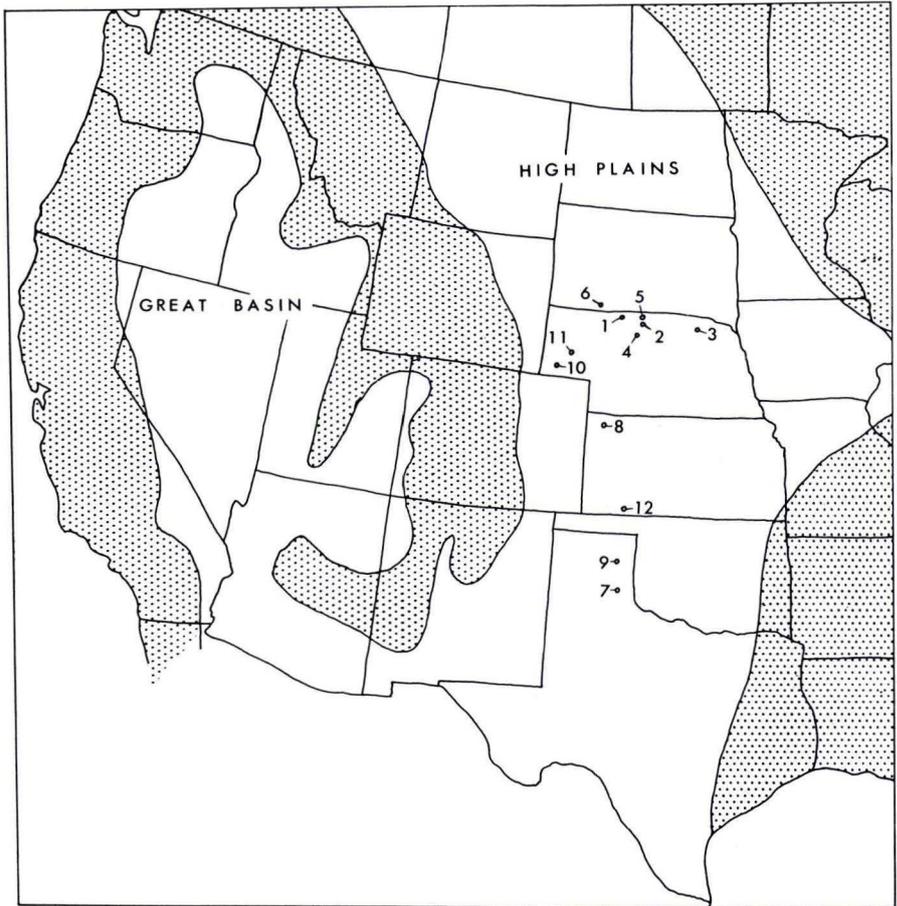


Fig. 1. Map of the western United States showing the High Plains and Prairie region east of the Rocky Mountains and the Great Basin to the west. Non-grassland areas stippled. Tertiary fossil localities: 1. Kilgore flora (Barstovian); 2. Niobrara River, 3. Verdigre faunas (Barstovian); 4. Burge, 5. Minnechaduza, 6. Big Spring Canyon, 7. Clarendon faunas (Clarendonian); 8. Edson, 9. Hemphill, 10. Kimball faunas (Hemphillian); 11. Broadwater, 12. Rexroad faunas (Blancan).

Fossorial vertebrates are found as fossils, but there is little record of the development of this adaptation. Arctoryctids and Talpids show striking fossorial specializations from their earliest appearance. Some rodents — geomyids, mylagaulids, *Palaeocastor* and some other beavers — may have been fossorial since Arikareean time. The association of *Palaeocastor* with the specialized burrows called daemonelex, in the Harrison formation of Nebraska, indicates that at least one group of rodents had become fossorial by Arikareean time.

Evidence for herds of ungulates extends back at least to the Orellan, from which several concentrations of skeletons of the primitive deer-like ruminant *Leptomeryx* are known. A large herd of the gazelle-camel, *Stenomylus*, was found in the Harrison formation near Agate, Nebraska. VOORHIES reports evidence of herds of *Merycodus* and *Protohippus* from the late Barstovian Verdigre quarry in Nebraska, and WEBB noted the relative abundance of *Pseudohipparion*, *Pliohippus*, and *Procamelus* in the Burge fauna and of *Neohipparion*, *Pseudohipparion*, and *Teleoceras* in the Minnechaduzza fauna (both Clarendonian of Nebraska). SHOTWELL records 63 individuals of *Pliohippus*; 21 of *Pliauchenia*, and 15 of *Osteoborus* in the Hemphill, Texas quarry, from which other taxa are represented by very few individuals (1958, p. 274). When data on the numbers of individuals of various taxa are available for more localities in the later Tertiary it may be possible to demonstrate trends in the occurrence and size of herds of ungulates.

These observations strongly support the hypothesis that extensive grasslands were present throughout the middle Tertiary in North America. The presence of a variety of arboreal rodents, and brachyodont browsing ungulates (horses, peccaries, palaeomerycids, some camelids, protoceratids) and the numerous genera and species in individual faunas are most consistent with a savanna environment.

Origin of the savanna fauna

Early Tertiary faunas comprise presumably arboreal primates and rodents, a variety of tapiroids, bunodont artiodactyls, condylarths, carnivores and insectivores which are consistent with a subtropical rain forest. Many students (e. g. VAN HOUTEN 1945) have noted a segregation of the more arboreal members of these faunas from a possible savanna element. GAZIN (1965) interpreted *Meniscotherium* as adapted for grazing in a Wasatchian savanna environment. In Uintan faunas selenodonts rapidly replace the older perissodactyl-condylarth assemblages, but the significance of this event in terms of vegetational changes or faunal migrations is not understood (GAZIN 1955, p. 9). CLARK et al. (1967, p. 71—72, 125—126) interpret part of the Chadron fauna of South Dakota as an immigrant savanna element. The dentitions of Uintan to Orellan selenodonts are more comparable to those of browsing deer and chevrotains than to any grazers; hence inference of grazing and grasslands, including savannas, prior to Orellan time seems doubtful. If grasslands were present in the early Tertiary, nothing in the regional distribution of these taxa or faunules suggests climatically controlled belts of forest and savanna. Local pockets of clearing in the woodland are equally probable.

In contrast to the uncertainties of the earlier record, many mammalian lineages have been traced fairly continuously from Orellan through Barstovian faunas in the Great Plains region. Their repeated association in successive deposits suggests an evolving chronofauna. Both browsing and grazing lines of horses (*Hypohippus* and *Meryc-hippus*) and of camels (*Aepyamelus* and *Procamelus*) have differentiated from common ancestors which are members of the riparian woodland assemblage of the White River faunas (CLARK et. al. 1967, p. 121-129). It seems clear that these members of the Barstovian savanna association were derived from forest-dwelling ancestors.

If a savanna fauna had already evolved by Chadron or Orellan time, how were these woodland types able to invade it? It is more reasonable to infer that the savanna fauna differentiated from the woodland fauna as the proportion of grassy openings increased.

The Savanna — Steppe transition

Hemphillian faunas are less diverse than Barstovian faunas, and brachyodont, browsing ungulates are never abundant in them. The last arboreal genera are recorded in the Barstovian. The table below shows the reduction in total diversity of mammals and the proportion of browsing to grazing ungulates in the principal late Tertiary faunas of the Great Plains region. The data suggest that by Hemphillian time the upland savanna of the Kilgore flora had been replaced by treeless steppe, interrupted only by narrow bands of riparian woodland, much as one finds in the area at present.

Tab. 1. Composition of some late Tertiary Plains faunas

Fauna	Total Mammalian species	Browsing ungulates	Grazing ungulates	Total rodents + lagomorphs
Blancan				
Rexroad	50	2	5	21
Broadwater	27	1	6	11
Hemphillian				
Kimball	24	2	12	5
Hemphill	22	3	10	2
Edson	23	1	7	6
Clarendonian				
Clarendon	22	6	11	0
Big Spring Canyon	30	6	11	3
Minnechaduza	37	6	14	4
Burge	35	8	10	5
Barstovian				
Verdigre	44	5	11	6
Niobrara River	57	7	9	17

Finally it should be emphasized that the modern fauna of the High Plains is essentially indigenous. Of the dominant mammals only the bison and wolf were Pleistocene immigrants. Microtines possibly first reached the region in Hemphillian time, but may have evolved from North American Cricetids. All other mammals are derived from

North American ancestors known in savanna or woodland faunas of the Miocene or earlier. They have evolved with the changing environment and survived where most of their former associates have either been obliged to emigrate or else have perished.

References

- AXELROD, D. I.: Evolution of desert vegetation in western North America. — Carnegie Institution of Washington, Publication **590**, p. 215—306, Washington, D.C. 1950.
- BOURLIÈRE, F.: Observations on the ecology of some large African mammals. — In: F. C. HOWELL & F. BOURLIÈRE, African ecology and Human evolution, p. 43—54, Chicago 1963.
- CAMP, C. L. & SMITH, N.: Phylogeny and function of the digital ligaments of the horse. — University of California Memoirs, **13**, no. 2, p. 69—124, Berkeley 1942.
- CHANEY, R. W.: Miocene floras of the Columbia Plateau. Part I. Composition and interpretation. — Carnegie Institution of Washington, Publication **617**, p. 1—134, Washington, D.C. 1959.
- CLARK, J., BEERBOWER, J. R., KIETZKE, K. K.: Oligocene sedimentation, stratigraphy, paleoecology and paleoclimatology in the Big Badlands of South Dakota. — Fieldiana: Geology Memoirs, **5**, 158 p., Chicago 1967.
- CLEMENTS, F. E.: The origin of the desert climax and climate. — In: Essays in Geobotany in honor of William Albert Setchell (T. H. GOODSPEED, editor), p. 87—140, Berkeley 1936.
- & CHANEY, R. W.: Environment and life in the Great Plains. — Carnegie Institution of Washington, Supplementary Publications, **24** (Rev. ed.), 54 p., Washington, D.C. 1937.
- DAWSON, M. R.: Later Tertiary Leporidae of North America. — University of Kansas Paleontological Contributions, Vertebrata, **6**, p. 1—75, Lawrence 1958.
- ELIAS, M. K.: Tertiary prairie grasses and other herbs from the High Plains. — Geological Society of America, Special Papers, **41**, 176 p., New York 1942.
- GAZIN, C. L.: A review of the upper Eocene Artiodactyla of North America. — Smithsonian Miscellaneous Collections, **128**, no. 8, 96 p., Washington, D.C. 1955.
- A study of the early Tertiary condylarthran mammal *Meniscotherium*. — Smithsonian Miscellaneous Collections, **149**, no. 2, 98 p., Washington, D.C. 1965.
- HOUTEN, F. B. VAN: Review of latest Paleocene and early Eocene mammalian faunas. — Journal of Paleontology, **19**, p. 421—461, Tulsa 1945.
- KOWALEVSKY, W.: Monographie der Gattung *Anthracotherium* CUV. und Versuch einer natürlichen Classification der fossilen Hufthiere. — Palaeontographica, **22**, p. 131—385, Kassel 1873—1874.
- MACGINITIE, H. D.: The Kilgore flora. A late Miocene flora from northern Nebraska. — University of California Publications in Geological Sciences, **35**, no. 2, p. 67—158, Berkeley 1962.
- MATHEW, W. D.: The evolution of the horse. A record and its interpretation. — Quarterly Review of Biology, **1**, p. 139—185, Baltimore 1926.
- Outline and general principles of the history of life. — University of California, Syllabus series, **230.**, 276 p., Berkeley 1930.
- MERRIAM, J. C.: Tertiary vertebrate fauna from the Cedar Mountain region of western Nevada. — University of California Publications, Bulletin Department of Geological Sciences, **9**, p. 161—198, Berkeley 1916.
- Tertiary mammalian faunas of the Mohave Desert. — *ibid.* **11**, p. 437—586, Berkeley 1919.
- SHOTWELL, J. A.: Inter-community relationships in Hemphillian (Mid-Pliocene) mammals. — Ecology, **39**, p. 271—282, Brooklyn 1958.

- SHOTWELL, J. A.: Late Tertiary biogeography of horses in the northern Great Basin. — *Journal of Paleontology*, **35**, p. 203—217, Tulsa 1961.
- Community succession in mammals of the late Tertiary. — In: *Approaches to Paleogeology* (J. IMBRIE & N. NEWELL, editors), p. 135—150, New York 1964.
- SIMPSON, G. G.: *Horses*. — 247 p., New York 1951.
- STIRTON, R. A.: Observations on evolutionary rates in hypsodonty. — *Evolution*, **1**, p. 32—41, Lancaster, Pa. 1948.
- TOBIEN, H.: Über die Funktion der Seitenzehen tridactyler Equiden. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Abh.*, **96**, S. 137—172, Stuttgart 1952.
- VOORHIES, M. R.: Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. — *University of Wyoming Contributions to Geology, Special Paper 1*, 69 p., Laramie 1969.
- WEBB, S. D.: The Burge and Minnechaduza Clarendonian mammalian faunas of north-central Nebraska. — *University of California Publications in Geological Sciences*, **78**, 191 p., Berkeley and Los Angeles 1969.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 73–82	4 Abb.	1 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	--------	--------	----------------

***Potamotherium miocenicum* (PETERS) (Carnivora, Mammalia)** von Elgg, Kanton Zürich

Von

KARL ALBAN HÜNERMANN, Zürich*

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

Kurzfassung: Das 1859 in der tortonischen Braunkohle von Elgg entdeckte Fragment des linken Unterkiefers eines lutrinen Musteliden ist der erste Fund von *Potamotherium miocenicum* (PETERS 1868). Der wenig bekannte Rest dieses seltenen Carnivoren wurde neu präpariert und eingehend beschrieben. Es wird eine Zusammenstellung der Fundorte und deren Altersstellung gegeben. Die Rekonstruktion des vollständigen Unterkiefers wird erläutert.

Abstract: A lutrine mustelid mandibular fragment, discovered 1859 in the tortonian lignite of Elgg (Switzerland), is the first record of *Potamotherium miocenicum* (PETERS 1868). The rare carnivorous specimen has been reprepared. The deposits containing *P. miocenicum* are briefly discussed, and the reconstruction of the complete mandible is interpreted.

Résumé: Le fragment d'une mâchoire inférieure d'un Mustélidé piscivore, 1859 trouvé dans le lignite tortonien de Elgg est le premier objet de *Potamotherium miocenicum* (PETERS 1868). Une amélioration récente de la préparation de cette pièce peu connue d'un carnivore rare fut par là réalisée. Après la description des localités la reconstruction de la mâchoire inférieure complète de *P. miocenicum* est montrée.

Inhalt

1. Einleitung	74
2. Erhaltungszustand und Präparation	74
3. Fundbeschreibung	75
4. Fundorte und Verbreitung von <i>Potamotherium miocenicum</i>	78
5. Rekonstruktion des Unterkiefers	79
6. Zusammenfassung	81
Schriftenverzeichnis	81

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. A. HÜNERMANN, Paläontologisches Institut und Museum der Universität, CH 8006 Zürich, Künstlergasse 16, Schweiz.

1. Einleitung

Der erste Fund von *Potamotherium miocenicum* (PETERS 1868) ist seltsamerweise nie näher beschrieben und zu Vergleichen herangezogen worden. Einzig die spiegelbildliche Abbildung der drei Backenzähne durch M. SCHLOSSER (1887, Taf. 8, Fig. 64) und der Hinweis auf den Fundort Elgg bei Winterthur im Kanton Zürich berichten von diesem Beleg. Angesichts der Seltenheit lutriner Carnivoren im europäischen Neogen mag dies befremden. Diese Lücke erklärt sich aus der schlechten Erhaltung bzw. dem verfälschenden Präparationszustand, in dem ich dieses wichtige Stück in der Sammlung des Paläontologischen Institutes der Universität Zürich vorfand (Taf. 1 Fig. 1). Nach Präparation verlockte es zu eingehender Beschreibung.

Quellenstudien über den Verbleib wichtiger Fundstücke und deren Aufwertung durch Neupräparation gehören zu den privaten Lieblingsthemen von Prof. Dr. H. TOBIEN. Deshalb widme ich diesen Beitrag meinem verehrten Lehrer zur Vollendung seines 60. Lebensjahres in aufrichtiger Dankbarkeit.

Die Durchführung der Studie ermöglichte mir Prof. Dr. E. KUHN-SCHNYDER, Direktor des Paläontologischen Institutes und Museums der Universität Zürich. Dr. J. HÜRZELER gewährte mir im Naturhistorischen Museum Basel Einblick in die Aufzeichnungen H. G. STEHLINS und das Kataster der Säugerfunde des Schweizerischen Tertiärs. Dr. V. FAHLBUSCH überließ mir einen Nachguß des Exemplares von Reichenstetten aus den staatlichen Sammlungen für Paläontologie und historische Geologie in München. Die Zeichnungsvorlagen fertigte Herr O. GARRAUX, Basel, in gewohnter Güte an. Allen genannten Herren danke ich auch an dieser Stelle recht herzlich.

2. Erhaltungszustand und Präparation

Im überlieferten Zustand des Unterkieferrestes lagen die drei hinteren Backenzähne sowie die Spitze des Eckzahnes frei. Im Backenzahnbereich war die Oberfläche des Knochens nur stellenweise erkennbar. Im übrigen war das Stück mit einem Gemisch aus Leim, Sand und Kohle verklebt und ergänzt (Taf. 1 Fig. 1). Während der Präparation zerfiel es in zwei Teile ohne Kontaktstellen (Taf. 1 Fig. 2). Der Eckzahn ist bis auf einen schmalen Streifen im mittleren Teil der Krone vollständig erhalten. An seiner Wurzel hängt ein kleiner Knochenrest (Abb. 1). Unter den Backenzähnen ist ein längerer, dorso-ventral leicht gestauchter Abschnitt des Ramus horizontalis mandibulae erhalten. Auf seiner labialen Seite reicht die Fossa masseterica bis unter den letzten Backenzahn nach vorn. Der Ramus ascendens mandibulae fehlt vollständig (Abb. 2).

Während die Eckzahnregion mit dem Backenzahnteil des Unterkiefers wohl sofort nach der Entdeckung des Stückes (vor 1859) zusammengeleimt wurde, muß damals der Ramus ascendens teilweise vorhanden gewesen sein. Davon zeugen die beiden wichtigsten, leider nicht veröffentlichten Dokumente für die Identität unseres Stückes: H. v. MEYER gab in einer Zeichnung vom März 1859 den Backenzahnbereich zusammen mit dem größten Teil des Ramus ascendens wieder. Der Vorderrand des Processus muscularis (= P. coronoideus) ist unversehrt, während P. articularis und P. angularis fehlen. Diese Darstellung steht im Widerspruch zu seiner Beschreibung (MEYER 1859, S. 427), in der mitgeteilt wird, daß Kronen- und Gelenkfortsatz weggebrochen seien. Daraus könnte man schließen, H. v. MEYER hätte diese Region nach

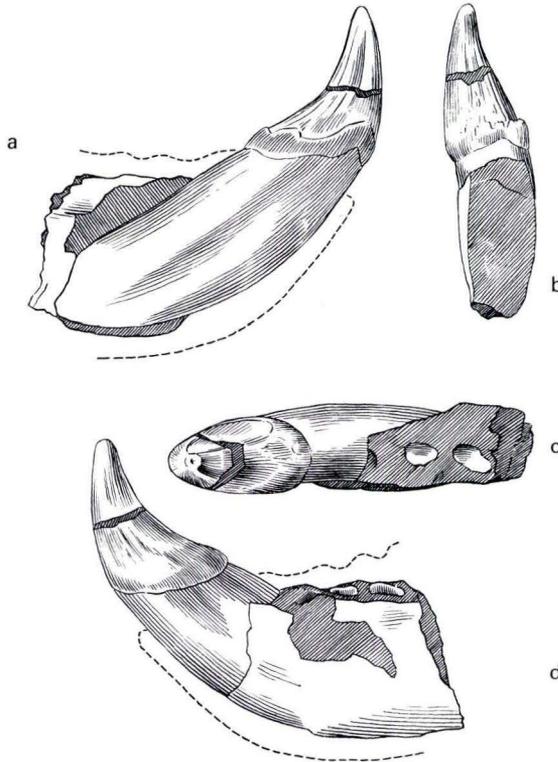


Abb. 1. *Potamotherium miocenicum* (PETERS), Torton, Elgg, Paläont. Inst. Univ. Zürich, A/V 47, 1,5 \times . — C inf. sin. mit Knochenrest des Unterkiefers. — a von lingual, b von aboral, c von occlusal, d von buccal.

einem Sedimentabdruck oder nach Vergleichsstücken ergänzt. H. G. STEHLIN erwähnt diese Kieferregion in seinen Notizen vom November 1913 jedoch ausdrücklich: „. . . ansehnlicher Teil des Ramus ascendens, aber ohne Gelenkkopf und Proc. angularis. . . liegt mit der Außenseite der Matrix auf. Ließe sich vollständig präparieren.“ Deshalb muß angenommen werden, daß der erwähnte Teil des Ramus ascendens tatsächlich vorhanden war und während der nach 1913 erfolgten Freilegung verlorengegangen ist. In allen weiteren Einzelheiten bestätigen sich die Beschreibungen von H. v. MEYER und H. G. STEHLIN gegenseitig über den in Taf. I, Fig. 1 abgebildeten Erhaltungszustand.

3. Fundbeschreibung

Ordnung: Carnivora BOWDICH, 1821
Familie: Mustelidae SWAINSON, 1835
Unterfamilie: Lutrinae BAIRD, 1857
Gattung: *Potamotherium* GEOFFROY, 1833

Potamotherium miocenicum (PETERS 1868, S. 6, Taf. 3 Fig. 8–10).

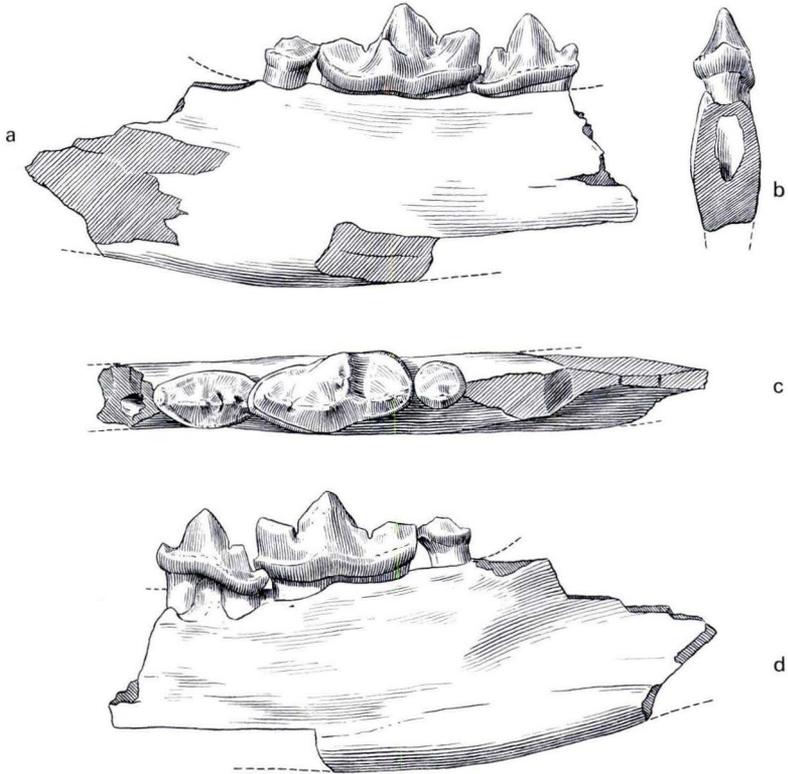


Abb. 2. *Potamotherium miocenicum* (PETERS), Torton, Elgg, Paläont. Inst. Univ. Zürich, A/V 47, 1,5 \times . — Fragment des linken Unterkiefers mit P₄-M₂. — a von lingual, b von mesial mit der hinteren P₃-Alveole, c von occlusal, d von buccal.

Material: C inf. sin. mit kleinem Knochenrest an der Wurzel und Fragment des Ramus horizontalis mandibulae mit P₄-M₂ sin. vermutlich von demselben Individuum. — Inv. Nr. A/V 47, Paläontologisches Institut der Universität Zürich.

Fundort und Alter: Braunkohlengrube bei Elgg, 7 km östlich Winterthur, Kt. Zürich (Landeskarte der Schweiz 1:25000, Blatt 1072 Winterthur, Koordinaten: 707300/262500). Torton (Obere Süßwassermolasse).

Der Eckzahn des linken Unterkiefers (Abb. 1a–d): Die stark gekrümmte Krone des Eckzahnes ist an der Basis wulstartig verbreitert. An ihrer Lingualseite verläuft ein schwaches, niedriges Cingulum. Abgesehen von der Cingulumregion ist der Schmelz der Zahnkrone deutlich gerieft. An der Spitze des Eckzahnes entspringen zwei zarte Längskanten, die vorn und hinten in das Cingulum einmünden. Unmittelbar hinter der Mündungsstelle der vorderen Längskante weist das Cingulum eine ausgeprägte, vom lateralen Schneidezahn stammende, Pressionsmarke auf. Die starke, leicht nach lingual vorgewölbte Wurzel ist am Vorderrand konvex, am Hinterrand gerade ge-

streckt. An ihrer Labial- und Lingualseite verläuft je eine seichte Längsrinne. An der Wurzel hängt ein kleiner Knochenrest aus dem Innern des Kiefers. Darauf sind die apikalen Gruben der drei vordersten Backenzahn-Alveolen erkennbar. Nach den Beschreibungen von THENIUS (1949, S. 311) und FAHLBUSCH (1967, S. 196) ist der vorderste, dicht an den Eckzahn anschließende Prämolare einwurzelig. Infolgedessen gehört an unserem Stück die vorderste Grube zum P_1 , während die beiden folgenden Gruben von P_2 -Alveolen stammen.

Das Fragment des linken Unterkiefers (Abb. 2a-d): An dem Kieferstück mit P_4 - M_2 ist der Ramus horizontalis von der hinteren Alveole des P_3 bis zum vorderen Bereich der Fossa masseterica erhalten. Allerdings fehlt die Unterkante des Kiefers unter dem P_4 .

An der Krone des P_4 wird der hohe Haupthöcker von einem sehr kleinen vorderen und einem etwas stärkeren hinteren Nebenhöcker flankiert. Die Höckerreihe ist umrahmt von einem schwachen Cingulum. Die Krone ist nach hinten geneigt. Ihr Hinterende steht etwas seitlich und unter der Vorderkante des M_1 . Diese schräge Einpflanzung und Überlappung der Zahnkrone bezeichnete THENIUS (1949, S. 311) als Kulissenstellung. Sie kommt bei Lutrinen häufig vor.

Tab. 1. Maßangaben zum *Potamotherium miocenicum* von Elgg (in mm)

horizontale Länge des Unterkiefer-Fragmentes (parallel zur Kronen-Wurzel-Grenze des M_1 gemessen)	54
größte Breite des Unterkiefers (hinter M_2)	6,7
Höhe des Unterkiefers hinter M_1	17,4
Höhe des Unterkiefers hinter M_2	18,0
Höhe des Eckzahnes im direkten Abstand von der Spitze zur Basis	37
Bogenlänge an der vorderen Kurvatur	48
Länge der Wurzel (vorn gemessen)	27
Länge der Wurzel (hinten gemessen)	18,5
Breite der hinteren P_3 -Alveole	2,5
Tiefe der hinteren P_3 -Alveole	8,0

Kronenmaße der einzelnen Zähne:

	Länge	Breite	Höhe
C	10,2	7,0	17
P_4	10,1	5,3	6,9
M_1	14,7	6,6	8,1
M_2	4,7	4,7	2,8

Horizontalabstand der Spitzen am M_1 :

Protoconid-Paraconid	7,0
Protoconid-Metaconid	4,6
Protoconid-Hypoconid	5,2
Paraconid-Metaconid	8,1

	Längenmaße der Zahnreihe	Summe der Einzelmaße
P_4 - M_2	27,8	29,5
P_4 - M_1	23,3	24,8
M_1 - M_2	19,2	19,4

In dem kräftig entwickelten Trigonid des M_1 ist das Protoconid bedeutend höher, das Metaconid merklich kleiner als das Paraconid. Die Paraconidklinge ist gegen das Protoconid deutlich abgewinkelt. Die gegeneinander gerichteten Klingen des Proto- und Metaconids bilden zusammen eine transversal stehende, gegen das Talonid senkrecht abfallende Wand. Das niedrige Talonid besteht aus einer vom Hypoconid nach vorn innen geneigten Fläche. Die zwischen Paraconid und Metaconid sowie zwischen Protoconid und Hypoconid leicht eingeschnürte Kronenbasis ist von einem Cingulum umrahmt, welches nur an der breitesten Stelle des Zahnes — unter dem Proto- und Metaconid — unterbrochen ist.

Die niedrige Krone des kleinen M_2 ist im Grundriß nahezu kreisrund. Ihre labiale Hälfte wird vom flach-kegelförmigen Protoconid eingenommen. Im vorderen Teil der lingualen Hälfte sind zwei winzige Höckerchen erkennbar. Zwischen Protoconid und Höckerchen verläuft eine seichte Rinne, die sich nach hinten zu einer flachen Wanne verbreitert. Den Rand der Krone bildet ein sehr schwaches Cingulum.

Anhand der Artdiagnose von THENIUS (1949, S. 304) sowie der ergänzenden Hinweise von FAHLBUSCH (1967, S. 195) ist unser Exemplar zweifelsfrei als *Potamotherium miocenicum* (PETERS) bestimmbar. Bei *P. miocenicum* handelt es sich um eine spezialisierte Terminalform unter den europäischen Lutrinen, die an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär aus *P. valletoni* (GEOFFROY 1833) endemisch entstanden ist.

4. Fundorte und Verbreitung von *Potamotherium miocenicum*

Aus den Unterlagen im „Kataster der Fundorte fossiler Säugetiere der Schweiz“ (DAWSON 1967 und TOBIEN 1968) im Naturhistorischen Museum Basel, aus den Notizen von H. G. STEHLIN sowie aus alten Sammlungsetiketten geht hervor, daß die Herkunftsangabe Elgg für den Kieferrest von *P. miocenicum* verschiedentlich angezweifelt wurde. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß zwischen den Säugerresten von Elgg und Käpfnach (bei Horgen am Zürichsee) gelegentlich Verwechslungen vorgekommen sind. Für unseren Fund kann jedoch eindeutig Elgg als Fundort ermittelt werden, was aus folgenden Literaturhinweisen zu ersehen ist:

1859	<i>Stephanodon Mombachensis</i> MEYER.	— MEYER, H. v., S. 427.
1861	<i>Stephanodon mombachensis</i> MEYER.	— HEER, O., S. 195.
1863	<i>Potamotherium (Lutra) Valetoni</i> GEOFFREY.	— BIEDERMANN, A., S. 14.
1865	<i>Potamotherium Valetoni</i> GEOFFREY.	— HEER, O., S. 418.
1887	<i>Stephanodon Mombachiensis</i> MEYER.	— SCHLOSSER, M., Taf. 8, Fig. 64.
1887	<i>Lutra Lorteti</i> FILHOL.	— SCHLOSSER, M., Taf. 8, Fig. 64.
1888	<i>Potamotherium Valetoni</i> GEOFFREY.	— SCHLOSSER, M., S. 346.
1888	<i>Lutra dubia</i> BLAINVILLE.	— SCHLOSSER, M., S. 349—350.
1914	<i>Potamotherium</i> spec. nova.	— STEHLIN, H. G., S. 191.
1936	<i>Potamotherium</i> .	— HELBING, H., S. 15.
1949	<i>Potamotherium miocenicum</i> (PETERS).	— THENIUS, E., S. 300, 302, 316.

Es ist vor allem wichtig, die Fundorthinweise aus den älteren Mitteilungen festzuhalten. In Knochensendungen, die A. ESCHER von DER LINTH zur Bestimmung an H. v. MEYER schickte, wurden Käpfnach (MEYER 1842, S. 584) und Elgg (MEYER 1859, S. 427) eindeutig getrennt geführt. Außerdem beschreibt BIEDERMANN (1863, S. 7—9) die zuerst von H. R. SCHINZ (1824, S. 12) erwähnte Fundstelle genau. Es handelt sich um die Braunkohlengrube am Südhang des Schnaitberges bei Elgg, 575 m über NN.,

am Nordufer der Eulach. Die Grube stand 1863 kurz vor der Stilllegung. Die in derselben Arbeit (BIEDERMANN 1863, S. 14) vertretene Auffassung, auf dem Exemplar von Elgg sei durch H. v. MEYER die Gattung *Stephanodon* aufgestellt worden, ist jedoch falsch. BIEDERMANN beruft sich dabei auf BRONN & ROEMER (1856, S. 1101) und HEER (1861, S. 195). In der erstgenannten Schrift wird jedoch kein Lutrinenrest von Elgg erwähnt und HEER bezieht sich auf keine Veröffentlichung von H. v. MEYER. Die Gattung *Stephanodon* wurde von H. v. MEYER (1847, S. 183) anhand eines Unterkiefer-Fragmentes aus dem Aquitan von Mainz-Mombach aufgestellt.

Elgg ist der einzige Fundort von *P. miocenicum* in der Schweiz. Er wird aufgrund der begleitenden Säugetierfauna in das mittlere Torton gestellt (vgl. BÜCHI 1959, Fig. 1, S. 453 und Tab. 1, sowie SUTER & HANTKE 1962, S. 61). Da sich die Anzahl der Funde von *P. miocenicum* seit der Zusammenstellung von THENIUS (1949, S. 316) vermehrt hat, sei im folgenden eine Übersicht über die Fundorte und deren Altersstellung gegeben:

Frankreich: Die Fundorte Lasse, Pontigné und Sepmas (Maine-et-Loire) in den Faluns d'Anjou werden in das Helvétien inférieur, Baigneaux-en-Beauce (Loiret) in das Burdigalien supérieur und Artenay (Loiret) in den Sables de l'Orleanais in das Burdigalien moyen gestellt (GINSBURG 1968, S. 229).

Deutschland: Die Fundorte in der bayerischen Oberen Süßwassermolasse an der Reisenburg bei Günzburg (DEHM 1951, S. 146 und HELBING 1928, S. 384) und in der Braunkohle von Reichenstetten bei Regensburg (FAHLBUSCH 1967 und RUTTE 1958) gehören in das Torton.

Österreich: Die Braunkohle der Steiermark hat die meisten Funde von *P. miocenicum* geliefert. Es ist nachgewiesen von Eibiswald, Feisternitz, Vordersdorf, Wies, Kalkgrub, Groß St. Florian, Köflach und Voitsberg (THENIUS 1949, S. 316). In der Zusammenfassung von MÖTTL (1970, S. 81—94) werden diese Kohlenflöze als oberhelvetisch (= Karpathien) angesehen.

Tschechoslowakei: An dem westslowakischen Fundort Neudorf-Sandberg (Thebenneudorf = Devínska Nová Ves) kommt eine Säugetierfauna (THENIUS 1952, S. 33) als synchron-allochthones Element in marinen Sanden des oberen Torton vor (BUDAY, CÍCHA, ČTYROKY & FEJFAR 1964, S. 112).

Aus dieser Übersicht geht hervor, daß *P. miocenicum* vom mittleren Burdigal bis zum oberen Torton nachgewiesen ist und vorwiegend in Braunkohlen-Ablagerungen vorkommt. Soweit die begleitenden Säugetierfaunen an Fundorten von *P. miocenicum* bekannt sind, zeigen sie insgesamt einen feuchten Waldbiotop an.

5. Rekonstruktion des Unterkiefers (Abb. 4)

Da bisher kein vollständiger Unterkiefer von *Potamotherium miocenicum* bekannt geworden ist, bietet sich der Versuch einer zeichnerischen Rekonstruktion an. Die Montage stützt sich vorwiegend auf Reste dieser Spezies.

Der Kieferknochen: Die Lage der Fragmente von Elgg zeigt Taf. 1 Fig. 2. Dabei ist gegenüber Fig. 1 der Tafel sowie Abb. 2 zu berücksichtigen, daß der Knochen entzerrt dargestellt wurde. Dies bedingt Änderungen im Verlauf des Processus alveolaris und der ventralen Kante des Ramus horizontalis mandibulae. Nachdem die Wurzel

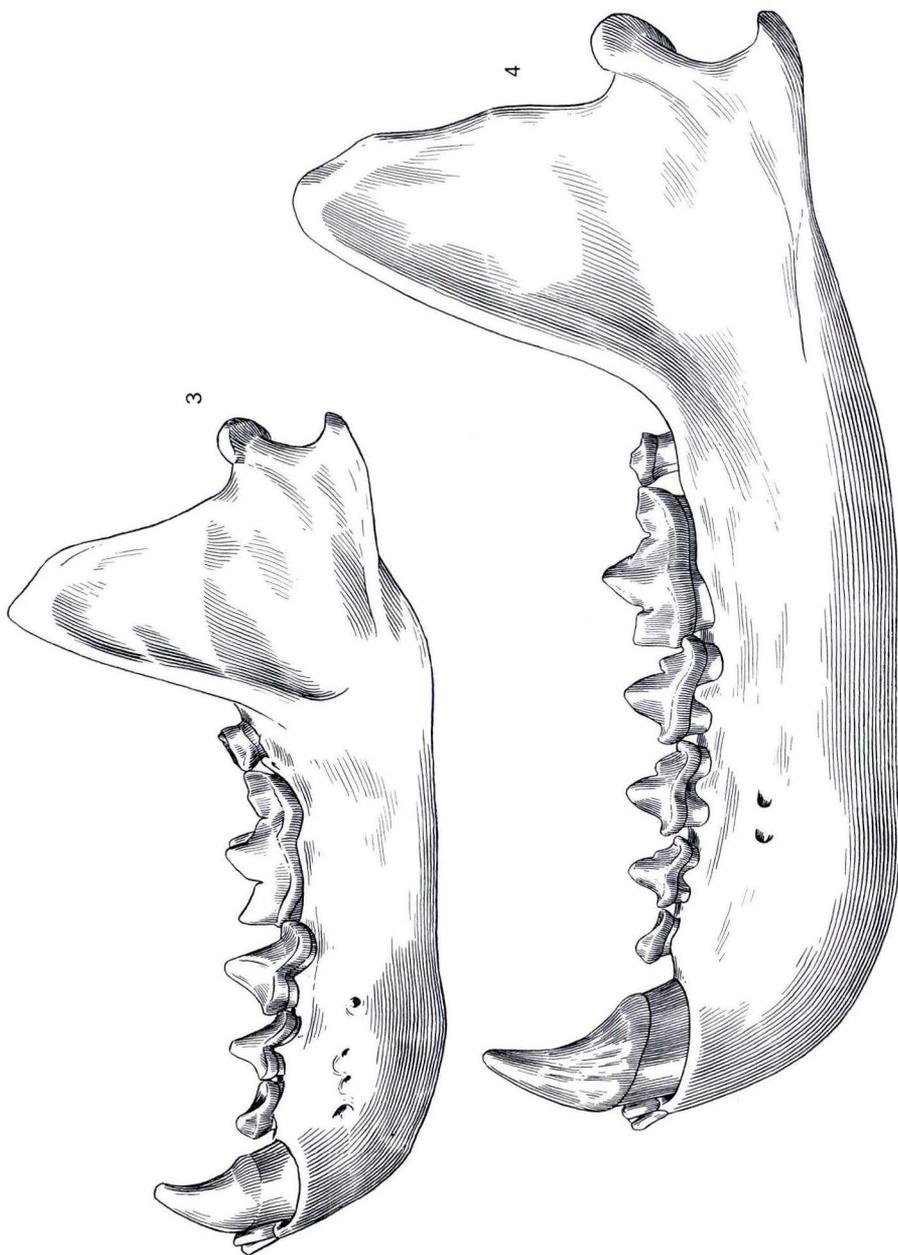


Abb. 3. *Lutra lutra* L., rezent, Naturhist. Mus. Basel, C 4081, 1,5 \times . — Linker Unterkiefer von buccal.

Abb. 4. *Potamotherium miocenicum* (PETERS), 1,5 \times . — Rekonstruktion des linken Unterkiefers von buccal.

des Eckzahnes mit Kieferrest (Abb. 1) in das Stück von Reichenstetten (FAHLBUSCH 1967) hineinprojiziert worden war, ergab sich für die Mentalregion die rundliche Version als günstigste Lösung, wie an der Mandibel von Feisternitz (THENIUS 1949, Abb. 3). Für die Darstellung der Knochenoberfläche unter den beiden mittleren Prämolaren, einschließlich der Lage der Foramina mentalia wurde hingegen das Reichenstetter Exemplar herangezogen. Der Vorderrand des Ramus ascendens entspricht der Darstellung in der unveröffentlichten Zeichnung von H. v. MEYER. Die Fossa masseterica und der Hinterrand des Processus coronoideus wurden nach einem besonders starken rezenten Fischotter rekonstruiert (vgl. dagegen ein mittelgroßes Exemplar, Abb. 3). Der Processus articularis und der P. angularis wurden von *Potamotherium valletoni* übernommen (SAVAGE 1957, Taf. 2 Fig. b).

Das Gebiß: Von Elgg liegen C inf. und P₄-M₂ sin. vor. P₂ und P₃ wurden aufgrund der Beobachtung modelliert, daß in der Reihe P₄-P₃-P₂ die Zähne bei gleichem Bauplan kleiner und in allen Kronendetails schwächer werden. Der einwurzelige P₁ ist unbekannt. Soweit die Alveole bekannt ist, läßt sie auf einen recht kräftigen Zahn schließen. Er wurde in ähnliche Position zum Eckzahn gestellt wie der P₁ von *Potamotherium valletoni* und der P₂ von *Lutra lutra*. Modelliert wurde er als hypothetische Zwischenform aus dem P₂ von *L. lutra* (Abb. 3) und dem P₁ von *P. valletoni* (SAVAGE 1957, Abb. 9). Die Wurzel des Eckzahnes ragt ebenso weit aus der Alveole wie beim Fischotter (Abb. 3). Obwohl die Anzahl der Schneidezähne nicht bekannt ist, wurden für *P. miocenicum* jederseits drei I inf. angenommen. Die Zähne wurden wie bei *Lutra* alternierend gestellt und zwar steht der I₂ hinter I₁ und I₃.

6. Zusammenfassung

Der älteste, wenig bekannte Beleg von *Potamotherium miocenicum* (PETERS 1868) aus dem Jahre 1859 wurde neu präpariert. Die unterschiedliche Beurteilung dieses miozänen, otterartigen Raubtierrestes und seines Fundortes gab Anlaß zu eingehenden Quellenstudien. Die Beschreibung des Unterkiefers sowie eine Zusammenstellung der Fundorte von *P. miocenicum* ergänzen die bisherigen Untersuchungen. Abschließend werden Vorgang und Hilfsmittel der Rekonstruktion geschildert.

Schriftenverzeichnis

- BIEDERMANN, W. G. A.: Petrefacten aus der Umgegend von Winterthur. 2. Die Braunkohlen von Elgg. 23 S., 5 Taf., Winterthur 1863.
- BRONN, H. G. & ROEMER, F.: H. G. BRONN's Lethaea geognostica. 3. Aufl., 1119 S., 124 Taf., Stuttgart 1850—1856.
- BÜCHI, U. P.: Zur Stratigraphie der Oberen Süßwassermolasse (OSM) der Ostschweiz. — Ecl. geol. Helvet., **52**, (2), S. 449—460, 1 Abb., Basel 1959.
- BUDAY, T., CÍCHA, I., ČTYROKY, P. & FEJFAR, O.: Die Stellung des Neogens der Westkarpaten in der Paratethys. — Inst. LUCAS MALLADA, C. S. I. C., Curs. Conf., **9**, S. 109—116, 1964.
- DAWSON, M. R.: A register of the tertiary mammal-bearing localities of Switzerland. — J. Paleont., **41**, (5), S. 1278—1279, Tulsa 1967.
- DEHM, R.: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugtieren. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **5**, S. 140—152, 3 Abb., Stuttgart 1951.
- FAHLBUSCH, V.: Über einen *Potamotherium*-Kiefer (Carnivora, Mamm.) aus dem Obermiozän von Reichenstetten bei Regensburg. — Mitt. bayer. Staatslg. Paläont. histor. Geol., **7**, S. 193—200, Taf. 11, München 1967.

- GINSBURG, L.: Les Mustélidés piscivores du Miocène Français. — Bull. Mus. nat. Hist. natur., (2), **40**, (1), S. 228—238, 6 Abb., Paris 1968.
- HEER, O.: Recherches sur le climat et la végétation du pays tertiaire. xxii + 220 S., 2 Taf., Winterthur 1861.
- Die Urwelt der Schweiz. 1. Aufl., xxix + 622 S., 9 Taf., 1 Kt., Zürich 1865.
- HELBING, H.: Carnivoren aus dem Miocän von Ravensburg und Georgensgmünd. — Ecl. geol. Helvet., **21**, (2), S. 377—385, 5 Abb., Basel 1928.
- Die tertiären Wirbeltiere des Steinheimer Beckens. 5. Die Carnivoren des Steinheimer Beckens, A. Mustelidae. — Palaeontogr., Suppl. **8**, 56 S., 13 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1936.
- MEYER, H. VON: Mittheilungen an Professor BRONN gerichtet. — N. Jb. Miner., Geogn., Geol., Petrefaktenkde., Jg. 1842, S. 583—589, Stuttgart 1842.
- Mittheilungen an Professor BRONN gerichtet. — N. Jb. Miner., Geogn., Geol., Petrefaktenkde., Jg. 1847, S. 181—196, Stuttgart 1847.
- Mittheilungen an Professor BRONN gerichtet. — N. Jb. Miner., Geogn., Geol., Petrefaktenkde., Jg. 1859, S. 427—431, Stuttgart 1859.
- MOTTL, M.: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs. — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, H. 31, S. 79—168, 3 + 7 Abb., Graz 1970.
- PETERS, K. F.: Zur Kenntnis der Wirbelthiere aus den Miozänschichten von Eibiswald in Steiermark. 2. *Amphicyon*, *Viverra*. — *Hyootherium*. — Denkschr. ksl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **29**, S. 1—26, 3 Taf., Wien 1868.
- RUTTE, E.: Die Geologie von Alling-Kapfelberg und die Wirbeltierfundstätte in der obermiozänen Braunkohle von Viehhausen. — Act. Albert. Ratisbon., **22**, S. 36—85, 12 Abb., 1 Kt., Regensburg 1956/58.
- SAVAGE, R. J. G.: The anatomy of *Potamotherium*, an oligocene lutrine. — Proc. zool. Soc. London, **129**, S. 151—244, 38 Abb., 3 Taf., London 1957.
- SCHINZ, H. R.: Knochen großer Säugethiere in den Steinkohlen-Gruben von Käpfnach und von Elgg, sowie bei Buchberg im Kanton Schaffhausen. — Verh. allg. schweiz. Ges. ges. Naturwiss., 10. J.-Vers., S. 12—14, Schaffhausen 1824.
- SCHLOSSER, M.: Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs und deren Beziehungen zu ihren lebenden und fossilen außereuropäischem Verwandten. — Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn. Orient., **6—8**, 492 S., 9 Taf., Wien 1887—1890 (oder andernorts: 1888—1891).
- STEHLIN, H. G.: Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. — Verh. naturforsch. Ges. Basel, **25**, S. 179—202, 2 Abb., Basel 1914.
- SUTER, H. & HANTKE, R.: Geologie des Kantons Zürich. 172 S., 84 Abb., Zürich 1962.
- THENIUS, E.: Die Lutrinen des steirischen Tertiärs. — Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., (1), **158**, (4), S. 299—322, 4 Abb., Wien 1949.
- Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf an der March (CSR). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **96**, S. 27—136, 70 Abb., Stuttgart 1952.
- TOBIEN, H.: Ein Katalog der tertiären Säuger-Fundorte in der Schweiz. — Paläont. Z., **42**, (1/2), S. 127—129, Stuttgart 1968.

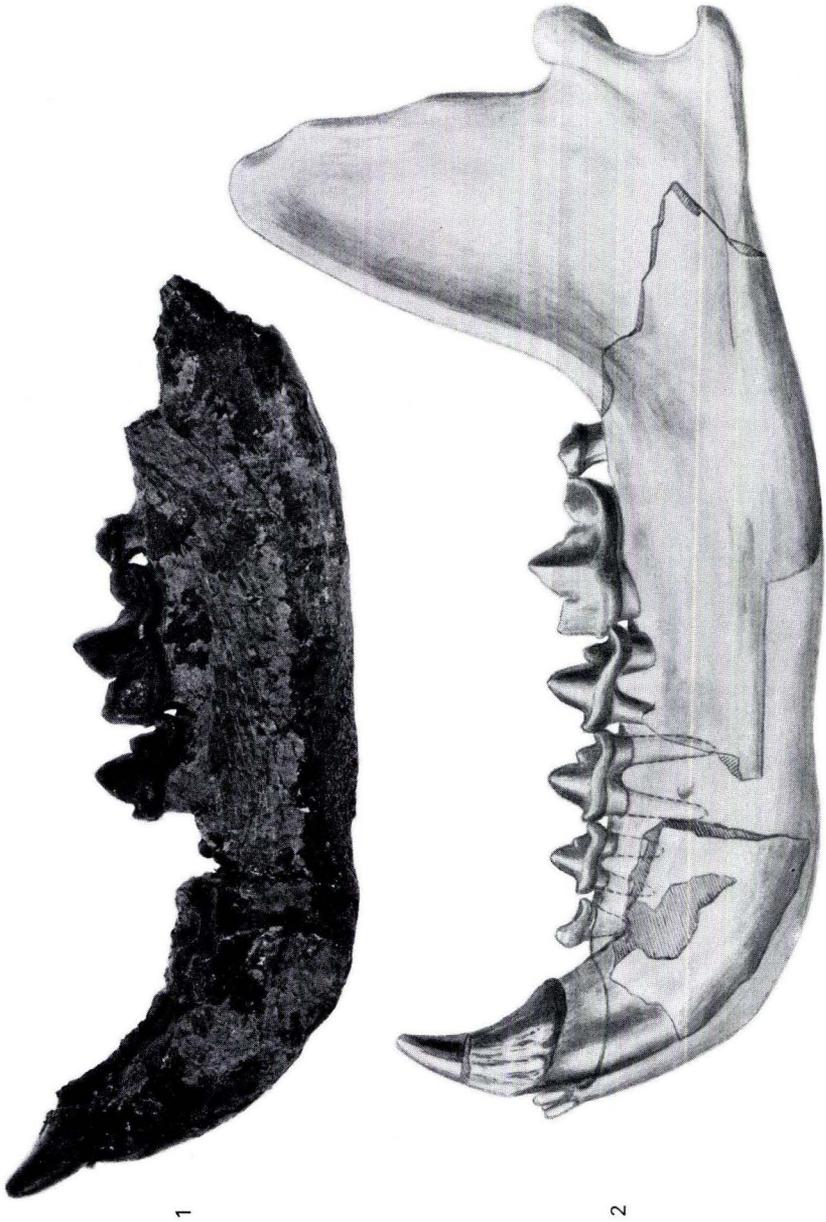
Tafelerklärung

Tafel 1

Potamotherium miocenicum (PETERS), Torton, Elgg, Paläont. Inst. Univ. Zürich, A/V 47, 1,5 ×. — Fragment des linken Unterkiefers mit C, P₁-M₂, Ansicht von buccal.

Fig. 1. Zustand vor der Präparation.

Fig. 2. Rekonstruktion des Unterkiefers; nach der Präparation vorhandene Fragmente eingezeichnet.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 83–88	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	----------------

**Ein Cranium von *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENB.)
(Perissodactyla, Mamm.) aus pleistozänen Neckarkiesen von
Mannheim-Käfertal**

Von

ERWIN JÖRG, Karlsruhe*

Mit 1 Tafel

Im Juli 1961 erhielten die Landesammlungen für Naturkunde Karlsruhe vom Reiß Museum Mannheim ein sehr vollständiges Cranium des Wollnashorns zur Präparation. Der Schädel wurde wenige Tage zuvor in der Kiesgrube der Fa. H. u. J. LUDWIG in Mannheim-Käfertal (Meßtischblatt Käfertal Nr. 6417) etwa 18 m unter Flur bzw. ca. 8 m unter dem Grundwasserspiegel ausgebaggert. Die Koordinaten des Fundortes sind: R 3466 300, H 5484 980.

Das Fundstück war zunächst eine Dauerleihgabe ging aber im Jahre 1969, dank dem Entgegenkommen der Direktion des Reiß-Museums, endgültig in den Besitz unseres Museums über.

Nashorn-Reste sind in den pleistozänen Ablagerungen des Oberrheingebietes im Vergleich zu anderen eiszeitlichen Tierresten wesentlich seltener. Der Fund eines mehr oder minder vollständigen Schädels ist eine große Seltenheit. Diese Mitteilung mit einer Kurzbeschreibung und der Mitteilung der Maße des Fundstückes erscheint daher gerechtfertigt.

Neben dem ausgezeichnet erhaltenen und vollständigen Schädel von *Dicerorhinus mercki* JAEGER, einem Vertreter der pleistozänen Waldnashörner, welcher 1805 im Rheinkies bei Karlsruhe-Daxlanden gefunden wurde ist unser Museum nun auch im Besitz eines ähnlich vollständigen Craniums des wollhaarigen Nashorns.

Der Schädel ist unverdrückt. Größere Beschädigungen weisen lediglich der hintere Teil der Nasenscheidewand sowie die seitlichen Occipitalbereiche auf. Der Occipitalkamm ist etwas abgeschabt. Ferner ist der Processus jugularis beiderseits abgebrochen

*) Anschrift des Verfassers: Direktor Dr. E. JÖRG, Landessammlungen für Naturkunde, 75 Karlsruhe 1, Erbprinzenstr. 13.

und es fehlen einige Molaren. Sowohl in der äußeren Gestalt als auch in den Gebißmerkmalen trägt der Schädel die ausgeprägten Züge des Wollhaar-Nashorns.

In dem zum Hinterhauptskamm aufsteigenden Parietalteil ist eine mediane, langgestreckte Parietalbeule vorhanden. Sie beginnt schon vor der engsten Stelle der am Oberrand der Schläfengruben verlaufenden Sagittal-Cristae und verflacht sich schon etwa 7 cm vor dem Occipitalkamm. Der Übergang vom Parietalabschnitt zu den Frontalia ist winklig eingedrückt (Taf. I Fig. 1).

Die Schnauze ist vorn abgestumpft, mehr oder minder gerade abgeschnitten. Seitlich sind die Nasalia ausgebuchtet. Der vordere Hornstuhl ist gut ausgebildet. Im abbiegenden Teil der Nasalia ist hier die für das Wollhaar-Nashorn typische mediane Warzenreihe vorhanden. Seitlich von dieser schließen glattere Teile, an die im weiteren Verlauf aufwärts eine mittlere Beule umschließen. Hinter dieser Aufbuckelung sind die Rugositäten am stärksten ausgeprägt (Taf. I Fig. 1). Der Hornstuhl ist hinten zugespitzt.

Der hintere Hornstuhl ist durch eine flache Aufblähung der Frontalia und durch wesentlich schwächer ausgebildete Tuberkeln gekennzeichnet. Die Rugositäten der beiden Hornstühle vereinigen sich nicht oder nur mit schmaler Basis. Man hat den Eindruck, daß sie durch einen glatteren, wenn auch nur kurzen Zwischenraum geschieden sind.

Auf der linken Schädelseite, dicht hinter dem Nasenloch beginnend und von dort schräg nach vorn aufwärts bis zur Medianebene am Hinterende des vorderen Hornstuhls verlaufend, macht sich eine verheilte Schädelverletzung bemerkbar, die das Tier, vielleicht beim Kampf mit einem Artgenossen erhalten hat. Die Ränder der noch im Knochen vorhandenen Vertiefung sind erhaben und zeigen blumenkohlartige Knochenwucherungen (Taf. I Fig. 1 u. 2).

Die Beschaffenheit der knöchernen Nasenscheidewand entspricht den Beschreibungen von H. v. MEYER (1864) und BRANDT (1877). Sie ist im hinteren, unteren Teil abgebrochen. Die Stärke der Wand beträgt an dieser Stelle an der nach hinten vorspringenden Ecke 8 mm (Taf. I Fig. 2). Nach oben und unten nimmt sie an Dicke zu. Vorn und oben breitet sich die Nasenscheidewand beiderseits flügelartig unter die Nasalia aus, wobei sie vorn unten fast deren Außenränder erreicht, oben aber etwas zurücksteht.

Das Hinterhaupt ist überhängend, das Opisthocranion überragt nach hinten die Condylen. Es ist keine mittlere Einbuchtung des Occipitalkammes vorhanden. Die Seiten des Kammes sind also nicht flügelartig nach hinten gezogen. Von den oberen seitlichen Rändern des Foramen occipitale ziehen zwei breite Leisten zu den äußeren, oberen Ecken des Occipitalkammes. Eine schwache dritte Leiste beginnt über der oberen Spitze des Foramen occipitale und zieht aufwärts zur Mitte des Kammes. Das Foramen occipitale ist unten normal zugerundet, oben aber ausgesprochen stark gezipfelt. Es ist stark zwischen die Condylen eingesenkt.

Vorn auf dem Zwischenkiefer befinden sich beiderseits am Grunde kleiner, flacher Gruben kleine Öffnungen, die schon von BRANDT (1849) und H. v. MEYER (1864) als Reliktalveolen ehemaliger Schneidezähne gedeutet wurden.

Der Vorderrand der Choane liegt etwas, aber nur unwesentlich, hinter der Grenze M^2/M^3 . Das Auge kommt über den M^3 zu liegen.

Schädelmaße (in mm)

Basilarlänge des Schädels: Basion — Rhinion	695
Scheitellänge des Schädels: Opisthocranion — Rhinion	720
Entfernung Rhinion — Hinterrand des Palatinum	340
Entfernung Hinterrand des Palatinum — Basion	356
Entfernung Hinterrand Nasenloch — Rhinion	235
Größte Länge des Nasenloches	215
Größte Höhe des Nasenloches	91
Breiteste Stelle der Nasalia	163
Entfernung zwischen den äußersten Punkten der Jochbögen (Jochbogenbreite)	337
Entfernung zwischen den äußersten Punkten der vorderen Augenhöhlenränder einschließlich Tuberkeln (Stirnbreite)	303
Größte Breite des Foramen occipitale	52
Größte Höhe des Foramen occipitale, einschließlich medianer Zipfelung	63
Weitester Außenabstand der Hinterhauptcondylen	160
Länge der erhaltenen Zahnreihen etwa 1 cm über der Kronenbasis in der Zahnmitte gemessen:	
Linke Zahnreihe (P ² -M ²)	171
Rechte Zahnreihe (P ² -M ¹)	124

Das Gebiß ist leider unvollständig. In der rechten Zahnreihe fehlen der M² und M³, in der linken nur der M³. Auf den Zähnen ist ein starker Zementbelag sichtbar, der allerdings nur stellenweise erhalten ist. Auf der Innenseite der Zähne ist davon mehr erhalten. Dort wo der Zementbelag entfernt ist, ist die Schmelzoberfläche kleinrunzelig.

Das Gebiß zeigt starke Abkauungserscheinungen. Der Abnutzungsgrad ist in beiden Zahnreihen recht gleich. Bei den Prämolaren nimmt er nach vorn zu und in der linken Zahnreihe erkennbar, bei den Molaren nach hinten ab. Die Prämolaren und die M¹ sind in der äußeren Zahnhälfte von Vorder- und Hinterwand bereits bis oder unter die Schmelzbasis heruntergekaut, so daß sich die Dentinflächen dort ohne trennenden Schmelz berühren. Innerhalb der beiderseitigen Prämolaren (jeweils P²-P⁴) insulieren die Postfossetten, die Mediofossetten und die vorderen Täler. Die Mediofossetten sind, wenn sie insulieren, auch bei den Molaren annähernd kreisrund.

In den beiderseitigen M¹ insulieren jeweils die Postfossette und auch das Vordertal. Die Mediofossette ist eben gerade noch mit dem letzteren verbunden d.h. noch in dieses geöffnet. Crochet und Crista berühren sich schon fast. Von einem Antecrochet ist nichts mehr feststellbar.

Beim nur in der linken Zahnreihe noch vorhandenen M² ist die hintere Ecke der Außenwand etwas beschädigt. Auf der Kaufläche ist die hintere Grube (Postfossette) durch Verbindung zwischen Hinterwand und dem inneren Pfeiler des hinteren Joches gerade dabei sich abzuschnüren. Das Vordertal ist noch offen und somit noch mit dem Schmelz der Zahninnenseite verbunden. Der Pass am Innenausgang des Vordertales liegt jedoch nur noch 2 mm unter den Schmelzkanten. Die Mediofossette ist, wie bei den Prämolaren, auch hier bereits vom vorderen Tal abgetrennt.

Beim Abkauungsgrad des erhaltenen Gebisses ist anzunehmen, daß die nicht mehr vorhandenen M³ ebenfalls schon kräftig in Funktion genommen waren. Alles weist darauf hin, daß der Schädel einem erwachsenen, älteren Tier zuzurechnen ist.

ZEUNER (1934) hat Untersuchungen darüber angestellt, ob zwischen Schädelform und mittlerer Kopfhaltung der Nashörner Beziehungen bestehen und ob die normale Kopfhaltung von der Art der Nahrungsaufnahme und damit vom Biotop abhängig ist. Seine an über 200 rezenten und fossilen Nashornschädeln in der Medianebene durchgeführten Winkelmessungen ergaben eindeutige Unterschiede im Schädelbau für die Bewohner des Waldes, der Buschsteppe und der Grassteppe.

Da der dieser Untersuchung vorliegende Mannheimer Nashornschädel sehr vollständig und unverdrückt ist konnten daran alle von ZEUNER (1934) getätigten Messungen durchgeführt werden. Die nachstehende Zusammenstellung unterrichtet über diese Maße und gibt dazu zum Vergleich den stellenmäßigen Mittelwert (Mediane), die jeweiligen Minimal- und Maximalwerte (in Klammern) und zuletzt die Anzahl der von ZEUNER daraufhin untersuchten Individuen.

Coelodonta antiquitatis (BLUMENBACH)

Mannheim-Käfertal		Mediane	ZEUNER (1934) (min.—max.)	Indiv.-Zahl
o	50°	54°	(42°—65°)	35
n	155°	154°	(143°—163°)	29
p	23°	24,5°	(18°—31°)	18
po	98°	98°	(80°—117°)	19
y	91°	95°	(83°—107°)	19
m	57°	53°	(40°—80°)	34
x	+ 7°	— 1,5°	(— 14°—+ 27°)	32
np	+ 7°			

Erläuterung der Winkelwerte (ZEUNER 1934):

o = Ein Schenkel läuft vom höchsten Punkt des Foramen occipitale (Opisthion) über den hintersten Punkt in der Mitte des Occipitalkammes (Opisthocranion), der andere Schenkel auf die Fläche der Parietalia (die Parietalbeule ist auszuschalten). n = Winkel zwischen der Parietalebene und der Tangente an die Hornstuhlebenen. p = Dieser Winkel gibt die Höhe des Opisthions über dem hinteren Endpunkt des Gaumens (Staphylion) an. Er wird aus meßbaren Strecken errechnet. po = Winkel zwischen Opisthocranion—Opisthion und der nach vorn verlängerten Gaumenebene. y = Winkel zwischen der senkrechten Foramenachse und der nach vorn verlängerten Gaumenebene. m = Winkel zwischen der steilen Foramenachse und der Parietalfläche. x = $m - o \cdot np$ = Dieser Winkel wird als Differenz $n - (m + y)$ berechnet.

Die Zusammenstellung zeigt, daß sich die Maße des Mannheimer Schädels eng an die ZEUNER'schen Medianmaße von *Coelodonta antiquitatis* anschließen. Unser Schädel weist mit für $o = 50^\circ$ einen verhältnismäßig kleinen Occipitalwinkel auf. Er zeigt an, daß der Kopf stark geneigt getragen wurde. Der Wert für x ist im vorliegenden Fall positiv und zeigt, daß der Occipitalkamm kräftig entwickelt ist und die Hinterhauptswand gegen die steile Foramenachse nach hinten geneigt ist. Hohe und im allgemeinen positive Werte für x zeigen die an das Leben in der Grassteppe angepaßten Formen. Unter den pleistozänen Nashörnern sind dies *Dicerorhinus hemitoechus* FALCONER und *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH).

Schriftenverzeichnis

- BRANDT, J. F.: Observationes ad Rhinocerotis tichorini historiam spectantes. — Mém. l'Acad. Imp. St. Pétersb. VI ser. Sc. nat. V, 1849.
- Versuch einer Monographie der tichorinen Nashörner. — Mém. l'Acad. Imp. Sci. nat. St. Pétersbourg, (VII) 24, Nr. 4, 135 S., 11 Taf., 1877.
- JACOBSSHAGEN, E.: Studien am Oberkiefergebiss des wollhaarigen Nashorns. — Paläontol. Z., **15**, S. 246—279, 1933.
- LEHMANN, U.: Die Fauna des „Vogelherds“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläontol., **99**, 1, S. 33—146, 1954.
- MEYER, H. v.: Die diluvialen Rhinocerosarten. — Palaeontographica, **11**, S. 233—283, 1864.
- SCHRÖDER, H.: Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes. I. Gattung Rhinoceros. — Abh. preuß. geol. L.-A. N.F., **18**, 143 S., 1903.
- Schädel eines jungen *Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. — Jb. preuß. geol. L.-A., **20**, S. 286—290, 1900.
- STAESCHE, K.: Nashörner der Gattung *Dicerorhinus* aus dem Diluvium Württembergs. — Abh. Reichsst. Bodenforsch., **200**, 148 S., 12 Taf., 1941.
- ZEUNER, F.: Die Beziehungen zwischen Schädelform und Lebensweise bei den rezenten und fossilen Nashörnern. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., **34**, S. 21—80, 1934.

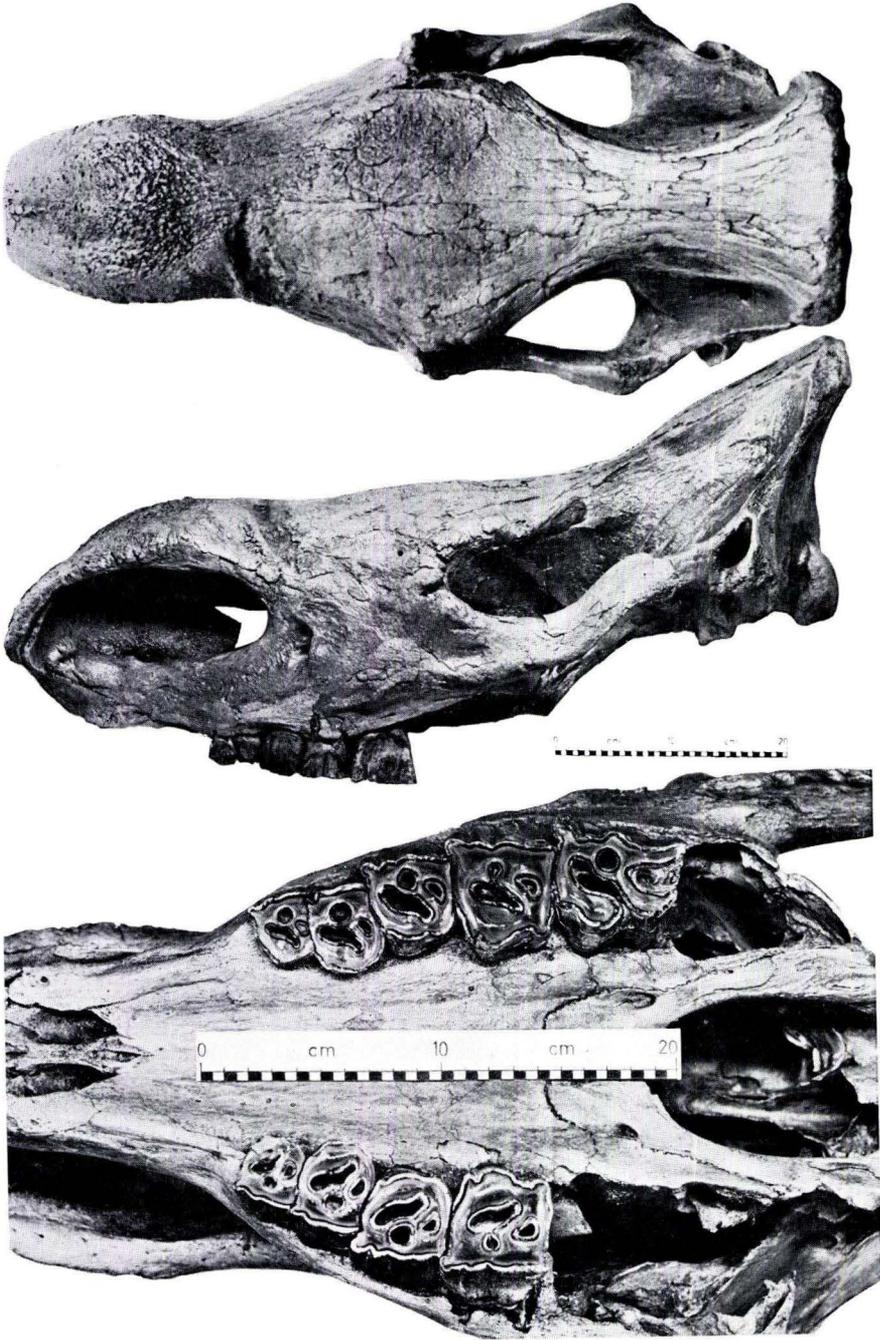
Tafelerklärung

Tafel 1

Coelodonta antiquitatis (BLUMENB.), Jungpleistozän, Mannheim-Käfertal, Kiesgrube der Fa. H. u. J. Ludwig. (phot. H. HECKEL)

Fig. 1 u. 2. Schädel von oben und von der Seite.

Fig. 3. Teilansicht der Gaumenregion mit den Zahnreihen.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 89-98	2 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	----------	--------	--------	----------------

Über einen Schädel von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA aus der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz)

Von

EMIL KUHN-SCHNYDER, Zürich*

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Kurzfassung: Es wird die bisher unbekannte Gaumenseite eines Schädels von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA aus der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz) beschrieben. Ein Vergleich von *Askeptosaurus* mit *Thalattosaurus* zeigt, daß diese beiden spezialisierten Eosuchier nicht so nahe verwandt sind, wie bisher angenommen wurde.

Abstract: For the first time the palatal complex of *Askeptosaurus italicus* NOPCSA from the Middle Trias of the Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Switzerland) is described. *Askeptosaures* compared with *Thalattosaurus* proves that these specialized Eosuchians are not so closely allied as hitherto was imagined.

Résumé: Pour la première fois, le palais d'un crâne d'*Askeptosaurus italicus* NOPCSA du Trias Moyen du Monte San Giorgio (canton de Tessin, Suisse) est décrit. La comparaison de l'*Askeptosaurus* avec le *Thalattosaurus* nous montre que ces deux Eosuchiens spécialisés ne sont pas aussi apparentés qu'on ne l'avait supposé jusqu'à présent.

Von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA aus der Mitteltrias der Südalpen ist das post-craniale Skelett relativ gut bekannt, während unser Wissen über den Schädelbau dagegen noch gering ist. Ein weiterer Fund von *Askeptosaurus* erlaubt einige Lücken zu schließen. Ich freue mich, diesen Beitrag meinem Kollegen und Freund HEINZ TOBIEN zum 60. Geburtstag widmen zu können, hat er doch in früheren Jahren mehrmals an unseren Grabungen in der Trias des Monte San Giorgio teilgenommen und unsere Arbeiten seither mit Interesse verfolgt.

I. Einleitung

Zur Förderung seiner histologischen Studien erbat sich Dr. FRANZ BARON NOPCSA von der Direktion des Museo civico di storia naturale in Mailand einen Rest von *Mixosaurus*. Seine Bitte wurde erfüllt, und er erhielt ein kleines Plättchen mit einigen

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. KUHN-SCHNYDER, Paläontologisches Institut und Museum der Universität, CH-8006 Zürich, Künstlergasse 16.

Knochen. Es stammt aus Besano (Provincia di Varese, Italia), sehr wahrscheinlich aus den eigentlichen Scisti bituminosi, dem Grenzbitumenhorizont der mittleren Trias. F. v. NOPCSA glaubte anfänglich, unter den Knochen das ihm unbekannte Ilium von *Mixosaurus* zu erkennen. Er wandte sich deshalb am 25. März 1925 brieflich an F. v. HUENE (A. T. KUBACSKA 1945, S. 142). Aus einem weiteren Briefe NOPCSA's vom 20. April 1925 geht hervor, daß F. v. HUENE mit dieser Diagnose nicht einverstanden war. Er bestimmte das Stück als „Sauropterygier“, dem F. v. NOPCSA aufgrund der Histologie der Rippen nicht beipflichten konnte. „... bei dem Besanostück sind die Rippen hohl und zeigen nur dichten primären lamellären Knochen wie etwa ein Lacertilier. Beim ersten Anblick dachte ich an das Ilium von *Thalattosaurus Alexandrae*, doch gibt es auch hier histologisch freilich weniger bedenkliche Unterschiede. Auf jeden Fall ein neues Genus“ (A. T. KUBACSKA 1945, S. 143).

Schon am 6. Mai reichte F. v. NOPCSA der Redaktion des Centralblattes für Mineralogie usw. das Ergebnis seiner Untersuchung ein, die kurze Arbeit: „*Askeptosaurus*, ein neues Reptil der Trias von Besano“. Der wichtigste Knochen des Fundes ist ein Ilium, dazu kommen eine Phalanx, drei teilweise erhaltene Rumpf- und einige Bauchrippen sowie ein halber Wirbel. Aufgrund der Form des Iliums und der Histologie der Rippen schloß F. v. NOPCSA, daß der Rest von einem neuen, bisher unbekanntem Reptiltypus stamme, der wahrscheinlich in den Formenkreis der bisher so wenig bekannten älteren Squamaten gehöre. Da er von den italienischen Paläontologen bisher übersehen wurde, nannte er ihn *Askeptosaurus*, von α (alpha privativum), nicht, und *σχεπτομαχι* wahrnehmen, also der „übersehene Saurier“. Für die einzige bisher bekannte Spezies schlug er die Bezeichnung *italicus* vor. In einer Nachschrift weist F. v. NOPCSA darauf hin, daß sich die größte Ähnlichkeit mit dem während der Drucklegung seiner Zeilen von R. BROOM zum ersten Male abgebildeten und beschriebenen Ilium von *Noteosuchus* (R. BROOM, Rec. Albany Museum, 8, 1925) zeigt.

2. Die Ergebnisse der Untersuchungen von 1952

Die Grabungen der Zürcher Paläontologen in der Trias der Tessiner Kalkalpen¹⁾ förderten weitere vollständigere Reste von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA zu Tage. Der Verfasser hat in den 50er Jahren drei dieser neuen Funde studiert und seine Ergebnisse 1952 veröffentlicht. Das Skelett des räuberischen *Askeptosaurus* zeigt eine Reihe von Spezialisierungen, die nur durch eine aquatile oder zum mindesten eine ausgesprochen amphibische Lebensweise erklärt werden können. Es handelt sich um folgenden Merkmalskomplex. Die Schnauze ist verlängert, die Nasenöffnungen sind nach hinten verlagert. Die Zahl der praesacralen Wirbel ist gegenüber der Norm erhöht. *Askeptosaurus* besitzt deren 39 (ca. 14 Hals- und 25 Rumpfwirbel) gegenüber ca. 24 (ca. 7—8 Hals- und ca. 16—17 Rumpfwirbel). Der lange Schwanz (ca. 70 Wirbel) ist seitlich abgeplattet. Die Zygopodien sind verkürzt und verbreitert. — Die Pha-

¹⁾ Die Erforschung der Fauna der Tessiner Kalkalpen wird seit 1924 durch die Georges und Antoine Claraz-Schenkung und seit 1954 auch durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung großzügig unterstützt. Dafür sei den beiden Institutionen auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

langenformel beträgt vorn 23343, hinten 23444. Die offenbar spreizbare fünfte Zehe besitzt ein Metatarsale ohne hakenförmige Basis. Daß *Askeptosaurus* auch das Land aufsuchen konnte, beweisen die kräftigen Krallen an Hand und Fuß.

Über das postcraniale Skelett von *Askeptosaurus* wissen wir also relativ gut Bescheid; anders steht es um die Kenntnis des Schädelbaus. Schuld daran tragen zwei Gründe. Einmal sind die Schädel wie alle Skelettreste aus den bituminösen Schieferen außerordentlich stark zerdrückt. Zum andern zeigen die Schädel von Exemplar Besano II und von Exemplar Valle Stelle die Dorsalansicht, während beim dritten Exemplar nur zerquetschte Trümmer der hinteren Schädelpartie vorliegen.

Für die Beurteilung der systematischen Stellung von *Askeptosaurus* war für mich der Nachweis eines Supratemporale sowie das Vorkommen einer schmalen, spaltförmigen oberen und einer sehr ausgedehnten unteren Schläfenöffnung bedeutungsvoll. Da ich selber kein Quadratojugale identifizieren konnte, nahm ich an, daß es fehle, die untere Schläfenöffnung sei ventral offen gewesen. Dies wiederum ließ auf einen streptostylen Schädel schließen. Wie F. v. NOPCSA kam ich deshalb zum Ergebnis, daß *Askeptosaurus* ein spezialisierter Vertreter der frühen Squamaten sei²⁾. Im Aufbau der Schnauze stimmt *Askeptosaurus* mit *Thalattosaurus* aus der marinen Obertrias von Shasta County, California, weitgehend überein (J. C. MERRIAM 1905). Vom Schädel konnte eine Rekonstruktion der Ansicht von oben und von der Seite gegeben werden (E. KUHN 1952, Abb. 7 und 8).

Seither hat mich Frau Dr. PAMELA ROBINSON (s. a. 1967) darauf aufmerksam gemacht, daß beim Schädel des Exemplares Valle Stelle ein von mir nicht näher bestimmtes Knochenfragment als Quadratojugale gedeutet werden kann. Ferner dürften nach ihrer Meinung die von mir als Quadrata angesprochenen Elemente zum Unterkiefer gehören (Articularia). Sind diese Bestimmungen richtig — und ich zweifle nicht daran —, so besitzt *Askeptosaurus* eine geschlossene untere Schläfenöffnung. Und daraus ist zu folgern, daß *Askeptosaurus* nicht bei den frühen Squamaten eingereiht werden darf.

3. Der neue Schädelrest

(Abb. 1 und 2, Taf. 1)

Ein weiteres Exemplar von *Askeptosaurus* konnte 1960 von Präparator F. BUCHSER freigelegt werden. Es wurde bereits 1937 in der Galeria Arnaldo superiore bei Tre Fontane geborgen und stammt aus dem „Minerale del Sasso“. Die Präparation gestaltete sich deswegen schwierig, weil sich die Skelettelemente an der Grenze zwischen dem bituminösen Minerale del Sasso und der liegenden Dolomitbank befinden. Die Dolomitbank ließ sich nicht genügend verdünnen, so daß keine Röntgenaufnahme angefertigt werden konnte, welche für die Präparation und das Studium begleitend hätte sein können. Dazu kommt, daß der Dolomit sehr hart und teilweise mit der Oberfläche der Knochen wie verwachsen ist. Die Freilegung des Fossils mußte aus tech-

²⁾ Eine nicht geringe Rolle bei meiner Deduktion spielte damals die Diskussion über die Herleitung der Lacertilier. Während S. W. WILLISTON die Eidechsen auf *Araeoscelis* zurückführen wollte, verfocht ich den Standpunkt von R. BROOM, der für eine Ableitung aus dem Formenkreis von *Youngina* eintrat.

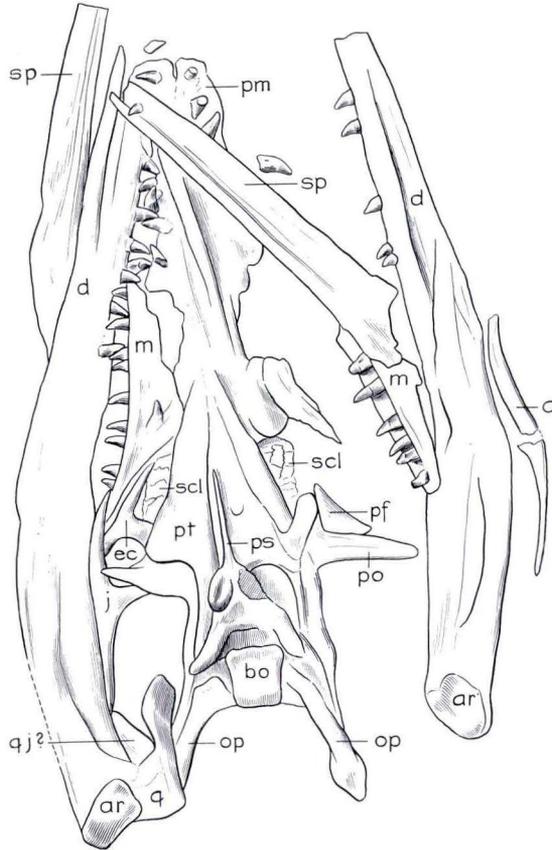


Abb. 1. *Askeptosaurus italicus* NOPCSA. Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Ansicht des Schädelrestes von ventral. a Angulare, ar Articulare, bo Basioccipitale, d Dentale, ec Ectopterygoid, j Jugale, m Maxillare, op Opisthoticum, pf Postfrontale, pm Praemaxillare, po Postorbitale, ps Parasphenoid, pt Pterygoid, q Quadratum, qj? Quadratojugale?, scl Scleralplatten, sp. Spleniale. Ca. 1/3 nat. Gr.

nischen Gründen von der Dorsalseite her erfolgen und ließ sich nur dank der Erfahrung und Geduld von Präparator F. BUCHSER befriedigend vornehmen. Ihm und dem Zeichner, Herrn O. GARRAUX, sei für die getreue Mitarbeit mein aufrichtiger Dank ausgesprochen.

Die meisten Skelettelemente des neuen Fundes haben ihren Zusammenhang miteinander verloren; ihre Lagebeziehungen jedoch mehr oder weniger beibehalten. Die Leiche des Sauriers geriet offenbar unversehrt auf den Meeresgrund und wurde in einer fast unbewegten sauerstofffreien oder sauerstoffarmen Umwelt mazeriert. Geringe Erschütterungen verursachten sodann eine Streuung der nicht mehr durch Weichteile verbundenen Knochen. Zum Teil sanken sie in den bereits etwas verfestigten Karbonatschlamm ein. Die Lage der ventralen und dorsalen Elemente des postcranialen

Skelettes beweist, daß der Rumpf des Sauriers dem Meeresboden seine Bauchseite zukehrte. Die Wirbel der erhaltenen vorderen Schwanzpartie liegen auf ihrer linken Flanke.³⁾

Der arg zerquetschte Schädel, teilweise in seine Elemente zerfallen, zeigt seine Gaumenseite. Die Unterkieferhälften haben sich in ihrer Symphyse getrennt und liegen derart zu beiden Seiten des Schädels, daß ihre Innenseiten sichtbar sind. Die Splenialia (sp) lösten sich aus dem Verband und liegen neben den Dentalia (d). Bei der hinteren Partie der Unterkieferhälften hat man den Eindruck, daß dort eine ausgeprägte Grube für die Schließmuskeln (adductor fossa) vorhanden war. Am Kiefer fällt ferner ein robustes Articulare (ar) auf. Ein Processus retroarticularis ist nicht entwickelt, ebensowenig ein Processus coronoideus.

Am Schädel selbst ist die rechte Seite etwas besser erhalten. Ihr Maxillare (m) verbindet sich noch mit dem triradiaten Jugale (j). Beide Knochen zeigen dem Beobachter ihre Außenfläche. Hinter dem caudalen Fortsatz des Jugale folgt ein Element, bei dem es sich um den Rest eines Quadratojugale (qj) handeln könnte. Zwischen Articulare und Opisthoticum (op) hat sich das kräftige Quadratum (q) erhalten. Das linke Maxillare liegt isoliert rechts vom Schädel und zeigt seine Innenfläche. Das kleine, dreieckige Postfrontale (pf) schmiegt sich in den Winkel, der vom Vorder- und Seitenast des Postorbitale (po) gebildet wird.

Das Basioccipitale (bo) ist als massiger, etwas deformierter Knochen erhalten. Davor erkennt man das Parasphenoid (ps) mit einem gut entwickelten Processus cultriformis. Von den Basipterygoidfortsätzen ist derjenige der rechten Seite gut erhalten. Das ausgezeichnet überlieferte rechte Pterygoid (pt) ist ein relativ großes Element, dessen transversaler Flügel sich mit dem Ectopterygoid (ec) verbindet. Ein langer Fortsatz des Pterygoids zieht zum Quadratum. Das Ectopterygoid hat die Form eines T's, dessen quere Balken mit dem Maxillare und Jugale Kontakt besitzt. Vomer (v) und Palatina (pl) lassen sich leider nicht umreißen. Seitlich der Pterygoide sind Reste der Scleroticalringe (sel) sichtbar.

Der Deckenspalt (interpterygoidaler Spalt) ist relativ schmal und bleibt im Bereich der Pterygoide. Die Form des Ectopterygoides spricht dafür, daß vor dem großen subtemporalen Fenster ein suborbitales Fenster ausgebildet war. Es wird vom Ectopterygoid, Jugale, Maxillare, Palatinum und Pterygoid begrenzt. Bezüglich der Lage der Choanen oder inneren Nasenöffnungen habe ich angenommen, daß sie sich direkt unter den äußeren Nasenöffnungen befanden. Die Form des Opisthoticums spricht für das Vorkommen eines posttemporalen Fensters. Für *Askeptosaurus* ist ferner die tief ausgeschnittene Hinterseite des Schädels charakteristisch.

Die bisherigen Befunde bei *Askeptosaurus* sprechen dafür, daß nur Dentale, Praemaxillare (pm) und Maxillare Zähne tragen. Ihre Befestigungsweise ist pleurothecodont. Parasphenoid und Pterygoid waren sicher nicht bezahnt und Palatinum und Vomer verhielten sich offenbar ebenso.

Die gut ausgebildeten Basipterygoidgelenke sowie das schmale dolchförmige Parasphenoid sind typisch für ein kinetisches Munddach. Ob bei adulten Individuen noch

³⁾ Über den Schultergürtel des vorliegenden Exemplares habe ich schon früher eine kurze Notiz veröffentlicht (E. KUHN-SCHNYDER 1960).

eine Bewegung zwischen okzipitalem und maxillarem Schädelsegment möglich war, wage ich nicht zu entscheiden. Auf jeden Fall ist bei *Askeptosaurus* der ursprüngliche Aufbau des Schädels aus zwei Segmenten noch deutlich erkennbar.

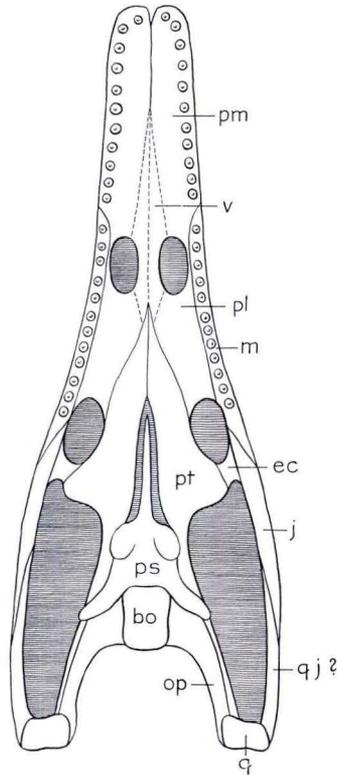


Abb. 2. *Askeptosaurus italicus* NORCSA. Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Rekonstruktion der Ventralseite des Schädels. bo Basioccipitale, ec Ectopterygoid, m Maxillare, op Opisthotieum, pl Palatinum, pm Praemaxillare, pt Pterygoid, ps Parasphenoid, q Quadratum, qj? Quadratojugale?, v Vomer. Ca. 1/3 nat. Gr.

4. Bemerkungen zur systematischen Stellung von *Askeptosaurus*

Auf Grund des neuen Exemplares läßt sich der Schädel von *Askeptosaurus* wie folgt charakterisieren. Die Schläfenregion ist diapsid. Die obere Schläfenöffnung ist zu einem schmalen Spalt reduziert oder überhaupt geschlossen. Ein Supratemporale ist vorhanden. Die untere Schläfenöffnung ist groß und ventral durch das Jugale und Quadratojugale geschlossen. Das Foramen parietale ist relativ groß. Das Hinterhaupt ist tief ausgeschnitten. Ein Scleroticalring ist nachgewiesen. Alle medianen Elemente des Schädeldaches sind paarig ausgebildet. Spezialisiert ist die Verlängerung der

Schnauzenregion, an der fast ausschließlich die Praemaxillaria beteiligt sind. Die äußeren Nasenöffnungen erscheinen deshalb nach hinten verlagert. Die Praemaxillaria erreichen die Frontalia, so daß die Nasalia sich median nicht mehr berühren. Das Gaumendach hat den kinetischen Typus beibehalten und zeichnet sich durch ein Paar Suborbitalöffnungen aus. Das Pterygoid weist einen transversalen Flügel auf. Die subtemporalen Öffnungen sind groß. Die Bezahnung ist pleurothecodont und auf Praemaxillare, Maxillare und Dentale beschränkt. Der Unterkiefer besitzt weder einen ausgesprochenen Processus retroarticularis noch einen Processus coronoideus.

Der Schädel von *Askeptosaurus* stimmt im Aufbau der Schnauze und der Ausbildung der Schläfenöffnungen sowie dem tief eingeschnittenen Hinterhaupt mit *Thalattosaurus* weitgehend überein. Dagegen bestehen große Differenzen in der Gaumenregion. Während die Deckknochen des Munddaches von *Askeptosaurus* keine Zähne tragen, sind Vomer und Pterygoid von *Thalattosaurus* bezahnt. Der Vomer besitzt randlich je eine Reihe kräftiger Zähne. Diese beiden Zahnreihen laufen vorn parallel, um sich etwas vor der Mitte des Knochens zu trennen. Der zahntragende Teil des Vomers senkt sich zudem vorn ventralwärts, steigt dann wieder auf, wobei die Zahnreihen seitlich ausbiegen. In der Seitenansicht verlaufen die Zahnreihen also convex. Die Palatina von *Thalattosaurus* sind nur unvollständig erhalten und sicher zahnos. Die Pterygoide sind mit kräftigen thecodonten Zähnen bewehrt, welche in fünf Reihen stehen (J. C. MERRIAM 1905, Pl. V).

Diese Differenzen im Gebiß hängen sicher mit verschiedenen Ernährungsgewohnheiten zusammen. *Thalattosaurus* verfügt über eine Kombination von Fang- und Quetschgebiß, geeignet zur Bewältigung auch hartschaliger Beute (beschaltete Mollusken, Krebse). Der gut entwickelte Processus coronoideus des Unterkiefers spricht für eine besonders kräftige Temporalismuskulatur. *Askeptosaurus* mit seinen einfachen konischen Zähnen, deren Spitzen nach hinten gekrümmt sind, konnte damit seine bewegliche Beute festhalten und ganz herunterwürgen. Der Musculus temporalis war wohl schwach, der Musculus pterygoideus kräftig entwickelt.

Das postcraniale Skelett der Thalattosauria kennt man nur sehr mangelhaft. J. C. MERRIAM (1905, p. 23) nimmt an, daß *Thalattosaurus* einen relativ kurzen Hals und eine lange Rumpfregeion besaß, entsprechend den Proportionen bei einigen Mosaursauriern. Vorder- und Hintergliedmaßen sollen zu Paddeln umgeformt gewesen sein. *Askeptosaurus* besaß dagegen einen langen Hals und Rumpf. Die Zahl der Wirbel sowohl des Halses als auch des Rumpfes überschreitet die Norm (14 Hals- und 25 Rumpfwirbel). Entsprechende Wirbelzahlen findet man bei *Mesosaurus* aus dem Unterperm Südafrikas und Südamerikas (12 + 22) und beim Lacertilier *Adriosaurus* aus der Kreide Dalmatiens (13 + 27). Die Gliedmaßen von *Askeptosaurus* erinnern, abgesehen von der Verkürzung und Verbreiterung der Zygopodien, durchaus an terrestrische Extremitäten. Hand und Fuß besitzen große scharfe Krallen. Die Reduktion der Zahl der Phalangen an der Vorder- und Hinterextremität kann als Anpassung an eine grabende Tätigkeit gedeutet werden. Sie könnte für die Eiablage am Lande von Vorteil gewesen sein.

Falls die Angaben von J. C. MERRIAM (1905) über den Bau des postcranialen Skelettes von *Thalattosaurus* zutreffen, sprechen sie zusammen mit dem spezialisierten Gebiß für größere und gewichtigere Unterschiede zwischen Thalattosauriden und Askepto-

sauriden als man bisher angenommen hatte. Obgleich ich nicht daran zweifle, daß beide Formen letzten Endes gemeinsame Ahnen besitzen, entwickelten sie sich in verschiedener Richtung und mit unterschiedlicher Geschwindigkeit zu marinen Räubern. *Thalattosaurus* aus der oberen Trias ist bezüglich seines Gebisses und seiner hohen Anpassung an eine aquatische Lebensweise weitaus stärker spezialisiert als *Askeptosaurus* aus der mittleren Trias. Als Vorfahre von *Thalattosaurus* kann jedoch *Askeptosaurus* nicht in Frage kommen. Ich halte es deshalb für gerechtfertigt, *Askeptosaurus* nicht bei der Subordnung der Thalattosauroida zu belassen und eine eigene Subordnung Askeptosauroida aufzustellen. Die systematische Rangordnung wäre dann die folgende:

Subordo Askeptosauroida

Familia Askeptosauridae KUHN-SCHNYDER 1952

Askeptosaurus NOPCSA 1925

Genotypus: *A. italicus* NOPCSA 1925,

Mittlere Trias, Oberitalien, Südtessin.

Subordo Thalattosauroida MERRIAM 1904

Familia Thalattosauridae MERRIAM 1904

Thalattosaurus MERRIAM 1904 (*Scenodon* MERRIAM 1905)

Genotypus: *Th. alexandrae* MERRIAM 1904,

Obere Trias, Kalifornien.

Nectosaurus MERRIAM 1905

Genotypus: *N. balius* MERRIAM 1905,

Obere Trias, Kalifornien.

Beide Subordnungen, Askeptosauroida und Thalattosauroida, gehören als spezialisierte Seitenzweige zur Ordnung der Eosuchia. Dahin gehören wenige Formen aus dem Perm und dem Mesozoikum mit zwei Schläfenöffnungen, welche weder zu den Archosauriern, den Squamaten noch zu den Rhyngocephalen gezählt werden können. Als typische Vertreter der Eosuchia gelten die Younginidae. Unter ihnen ist die eidechsenartige *Youngina* aus dem oberen Perm Südafrikas am besten bekannt. Der Schädel besitzt jederseits zwei Schläfenöffnungen, keine praeorbitale Fenster, einen kinetischen Gaumen, bezahnte Palatina und Pterygoidea, am Hinterende des Schädels finden sich kleine Supratemporalia, Tabularia und ein Postparietale. Die Gliedmaßen sind schlank, der Fuß zeigt einen normalen Bau mit fünf distalen Tarsalia und ein Metatarsale V ohne hakenförmige Basis. Eine spezialisierte acrodonte Bezahlung, welche für die Rhyngocephalen charakteristisch ist, fehlt. Ich halte es deshalb nicht für glücklich, wenn O. KUHN (1969) die Eosuchia mit einer Reihe anderer Gruppen (Sphenodontoidea, Saphcosauroida, Pleurosauroida, Rhyngosauroida, Clarzisauroidea, Thalattosauroida und Choristoderoidea) als Ordnung der Rhyngocephalia zusammenfaßt. Von A. S. ROMER (1966) wird *Champsosaurus* (Ob. Kreide-Eozän) als überlebender Eosuchier angesehen. Die Vertreter der Prolacertiden (*Pricea*, *Prolacerta*, *Macrocnemus*) rechne ich zur Ordnung der Squamata.

Bauplan und zeitliches Vorkommen der Eidechsen und Rhyngocephalen lassen vermuten, daß sie ihren Ursprung unter primitiven Eosuchiern genommen haben. Die Eosuchier selber lassen sich vielleicht auf die Millerettiden zurückführen und diese auf die Captorhinomorpha.

5. Zusammenfassung

Der Fund eines weiteren Exemplares von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA in der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz) gestattet die Kenntnis des Schädels zu ergänzen. Das Munddach von *Askeptosaurus* ist im Gegensatz zu den Verhältnissen bei *Thalattosaurus* nicht bezahnt. Weitere große Unterschiede im Bau des posteranialen Skelettes sprechen gegen die bisher angenommene enge Verwandtschaft der beiden Gattungen. Neben der Unterordnung der Thalattosauroida wird deshalb eine weitete Unterordnung der Askeptosauroida aufgestellt. *Askeptosaurus* und Thalattosaurier sind aquatisch spezialisierte Vertreter der Eosuchia.

Schriftenverzeichnis

- KUBACSKA, A. T.: Franz Baron Nopcsa. 295 S., 7 Fig., Budapest (Ungar. Natw. Mus.) 1945.
- KUHN, O.: Proganosauria, Bolosauria, Placodontia, Araeoscelidia, Trilophosauria, Weigeltisauria, Millerosauria, Rhychocephalia, Protosauria. In O. KUHN (ed.): Handb. d. Paläoherpetologie, **9**, VII + 74 S., 27 Abb., Stuttgart (G. Fischer) 1969.
- KUHN(-SCHNYDER), E.: *Askeptosaurus italicus* NOPCSA. In B. PEYER: Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XVII. — Schweiz. Pal. Abh., **69**, S. 1—73, Taf. 79—87, 32 Abb., Basel 1952.
- KUHN-SCHNYDER, E.: Über einen Schultergürtel von *Askeptosaurus italicus* NOPCSA aus der anisischen Stufe der Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Eclogae geol. Helv., **53**, 2, S. 805—810, 1 Taf., 3 Textfig., Basel 1960.
- MERRIAM, J. C.: The Thalattosauria. A Group of Marine Reptiles from the Triassic of California. — Mem. Calif. Acad. Sci., **5**, S. 1—52, Pl. I—VIII, 3 Fig., Berkeley 1905.
- NOPCSA, F. Baron: *Askeptosaurus*, ein neues Reptil der Trias von Besano. Cbl. Miner. usw., 1925, B, S. 265—267, 1 Abb., Stuttgart 1925.
- ROBINSON, P. L.: The Evolution of the Lacertilia. — Coll. Intern. No. 163: Problèmes actuels de paléontologie (Evolution des Vertébrés), S. 397—407, 3 Fig., C.N.R.S., Paris 1967.
- ROMER, A. S.: Vertebrate Paleontology. 3rd ed., IX + 468 S., 443 Fig., 4 Tab., Chicago (Univ. Chicago Press) 1966.

Tafelerklärung

Tafel 1

Askeptosaurus italicus NOPCSA. Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). Aufnahme des Schädelrestes, ca. $\frac{1}{2} \times$ nat. Gr. J. AICHINGER phot.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60, 1971

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 99–112	4 Abb.	2 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	-----------	--------	--------	----------------

Pteropoden-Arten der Gattung *Creseis* RANG, 1828 aus den mitteloligozänen (Rupelium) Sedimenten des Mainzer Tertiärbeckens

Von

ELISABETH KUSTER-WENDENBURG, Mainz*

Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln

Kurzfassung: Die Pteropoden *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) und *Creseis* n. sp. aus zwei Horizonten des Meeressandvorkommens (Mitteloligozän, Rupelium) an der Trift bei Weinheim in Rheinhessen werden beschrieben.

Darüber hinaus wird der Versuch unternommen, diese Pteropodenvorkommen mit weiteren Funden aus dem Mitteloligozän des Mainzer Beckens sowie Süd- und Norddeutschlands in Beziehung zu setzen. Die Frage, ob diese Pteropoden für die Feinstratigraphie des Mitteloligozäns von Bedeutung sein könnten, wird diskutiert.

Abstract: Pteropods [= *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) and *Creseis* n. sp.] occurring in two horizons within the "Meeressand" (Middle Oligocene, Rupelian) in the sand-pit "Trift" near Weinheim/Rheinhessen, Western Germany, are described.

It has been tried to relate these pteropods with the already described specimens from other Middle Oligocene outcrops in the Mainz basin and from South- and Northgermany. The question if these pteropods can be used for a detailed stratigraphic division of beds of Middle Oligocene age has been discussed.

Résumé: Les Ptéropodes *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) et *Creseis* n. sp. découverts dans deux niveaux du «Meeressand» (Oligocène moyen, Rupelium = Stampien) de la «Trift», localité près de Weinheim/Rheinhessen, sont décrits.

Ensuite il est essayé de mettre en relation ces niveaux à Ptéropodes avec d'autres connus dans le Bassin de Mayence et dans l'Allemagne du Sud et du Nord. Finalement la question est discutée, si ces Ptéropodes seraient utilisables pour l'établissement d'une stratigraphie détaillée de l'Oligocène moyen.

*) Anschrift der Verfasserin: Dipl.-Geol. E. KUSTER-WENDENBURG, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Inhalt

1. Einleitung	100
2. Funde im Mainzer Becken	100
3. Die mitteloligozänen <i>Creseis</i> -Arten	103
3.1. Beschreibung von <i>Creseis maxima denseannulata</i> (LUDWIG, 1864), <i>Creseis maxima laxeannulata</i> (LUDWIG, 1864) und <i>Creseis</i> n. sp.	103
3.2. Bemerkungen zur phylogenetischen Stellung der mitteloligozänen <i>Creseis</i> -Arten	106
4. Stratigraphische Schlußfolgerungen	107
5. Zusammenfassung	108
Schriftenverzeichnis	110

1. Einleitung

Pteropoden gewinnen in zunehmendem Maße für die Tertiärstratigraphie an Bedeutung. Sie sind sowohl durch ihren „normalen“ Evolutionsablauf (RUTSCH 1935; S. 301) wie auch durch ihre Lebensweise — sie leben in Schwärmen, teils frei schwimmend, teils planktonisch und sind durch Stömungen leicht zu verdriften — geradezu prädestiniert für eine räumliche und zeitliche Korrelation verschiedener Sedimente. Sie fanden bis in neuere Zeit jedoch kaum Beachtung, da ihre zarten, aus Aragonit bestehenden Gehäuse diagenetischen Prozessen gegenüber besonders anfällig sind.

In den meisten älteren Arbeiten über tertiäre Mollusken wurden die Pteropoden, wenn überhaupt, nur kurz erwähnt, so u. a. bei A. BRAUN (in WALCHNER 1850, S. 1121), bei SANDBERGER (1863, S. 397), bei VON KOENEN (1892, S. 992) und WENZ (1921, S. 113). Nur einige Autoren befaßten sich intensiver mit den lokal wiederholt beobachteten Pteropodenvorkommen. So gab erstmals LUDWIG (1864) eine Darstellung von Pteropodenabdrücken in tertiären Tonen bei Nierstein a. Rhein, BLANCKENHORN (1889) beschrieb ähnliche Abdrücke in Tonen von Hohenkirchen nördlich Kassel, FUTTERER (1892) fand einige Exemplare im Meeressand bei Großsachsen nahe Heidelberg und KOERT (1913) entdeckte Pteropoden in oligozänen Tonen, die in Norddeutschland (Brg. Neuengamme a. d. Elbe) bei einer Gasbohrung zutage gefördert wurden. SPANDEL (1909) stellte als erster alle zu seiner Zeit bekannt gewordenen Pteropodenvorkommen zusammen (Abb. 1).

Den Versuch einer überregionalen stratigraphischen Korrelation mit Hilfe der Pteropoden unternahm jedoch erstmalig RUTSCH (1934) in einer Arbeit über das Miozän von Trinidad. Neuere Untersuchungen (s. u. a. GHEORGIAN, IVA & GHEORGIAN 1967; CTYROKY, PAPP & STEININGER 1968; HILTERMANN 1969 und HINSCH 1969) zeigten, daß auch in Europa, bisher zumindest für das Neogen, die Möglichkeit gegeben ist, aufgrund zahlreicher Pteropodenfunde die stratigraphische Gliederung zu verfeinern. Daß die Pteropoden auch für die Stratigraphie des Mitteloligozäns von Bedeutung sein könnten, lassen die Hinweise von BOEKSCHOTEN (1969) auf die Vorkommen in Norddeutschland vermuten und soll im folgenden näher erörtert werden.

2. Funde im Mainzer Becken

Im Mainzer Tertiärbecken wurden Pteropoden an 6 verschiedenen Orten gefunden (Abb. 1). Erstmals erwähnt A. BRAUN (1850, S. 1121) sie „im Sand bei Weinsheim“,

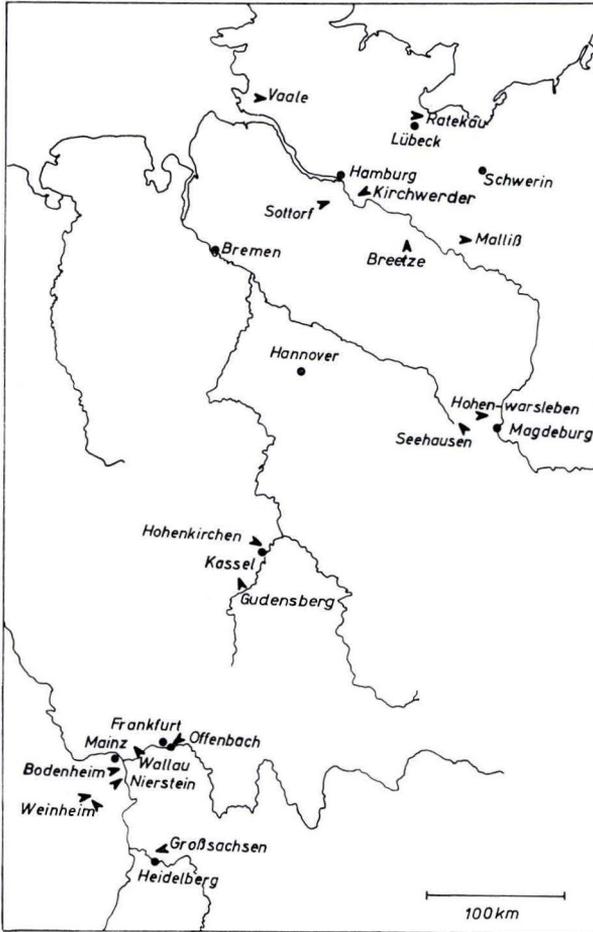


Abb. 1. Vorkommen von Arten der Gattung *Creseis* RANG, 1828 in Nord- und Süd-deutschland. (◄ = Fundorte)*)

womit vermutlich die ehemalige Sandgrube an der Würzmühle und nicht die an der Trift bei Weinheim gemeint ist, da letztere zu jener Zeit noch nicht als Fossilfundstelle bekannt war. 14 Jahre später beschreibt LUDWIG (1864, S. 318, 319), wie oben erwähnt, zwei „Tentaculiten“ aus dem mitteloligozänen Ton (= Fischeschiefer) vom Hipping bei Nierstein. SPANDEL (1909, S. 225–230) berichtet ebenfalls von Funden an der Würzmühle bei Weinheim und von weiteren aus Sanden bei Wallau im Main-Taunus-Kreis, sowie aus Tonen in der Ziegeleigrube bei Bodenheim am Rhein und anderen, die

*) Nach Fertigstellung des Ms. wurde Verf. ein weiterer Fundort bekannt: Herr Dr. RITZKOWSKI, Göttingen, fand zahlreiche Exemplare von *C. max. denseannulata* in der fossilreichen Abteilung des Mittleren Rupeltons am Gelben Berg bei Niederkaufungen, E Kassel. Für das Überlassen des gut erhaltenen Fundmaterials sei Herrn Dr. RITZKOWSKI herzlichst gedankt.

bei Erweiterungsbauten der Hafenanlage in Offenbach bei Frankfurt freigelegt wurden. Auf die Funde in den Fischschiefern, bzw. Rupeltonen bei Offenbach verweist mehrfach auch ZINNDORF (1909, S. 234 und 1928, S. 54).

Als ein weiterer Fundort kann neuerdings die seit über hundert Jahren als fossilreiches Meeressandvorkommen bekannte Trift bei Weinheim in Rheinhessen angeführt werden (Abb. 1).

In dieser heute stillgelegten Sandgrube wurden bei Grabungen im Sommer und Herbst 1968¹⁾ an der ca. 11,00 m hohen Grubenwand aus drei Säulenprofilen vom

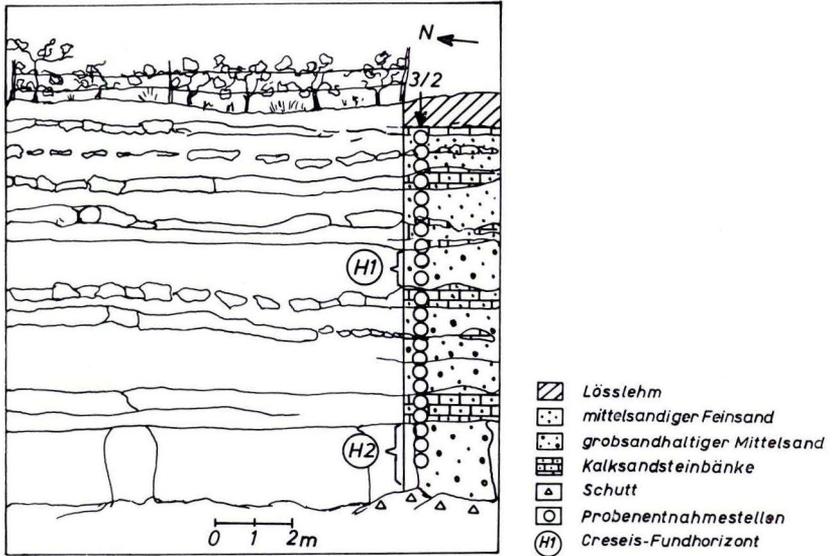


Abb. 2. Ostwand der Sandgrube an der Trift bei Weinheim/Rhh. (Profilausschnitt)

Liegenden zum Hangenden kontinuierlich Proben entnommen. Jede Probe entspricht einem Profilabschnitt von ca. 20 bis 40 cm (Abb. 2). — Die Auswertung des Probenmaterials (es wurden je 5 kg des Materials einer Probe geschlämmt und ausgelesen) ergab, daß die im folgenden beschriebenen *Creseis*-Arten bei allen drei Profilen in zwei Horizonten zu finden sind (Abb. 2). Im Horizont 1 (= H1), dem obersten, kommen sie sehr selten (d. h. 0–4 Exemplare je Probe) vor, im Horizont 2 (= H2), dem unteren, dagegen sind sie selten bis nicht selten (= 5–20 Exemplare je Probe) zu finden; in H1 sind es *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864) mit *Creseis maxima laxeanulata* (LUDWIG, 1864) und in H2 kommt zu diesen beiden noch *Creseis* n. sp. hinzu.

¹⁾ Die Grabungen in den mitteloligozänen Meeressanden in Rheinhessen wurden vom Pal. Inst. der Univ. Mainz auf Anregung von Herrn Prof. TOBIEN vorwiegend von der Verf. durchgeführt, unter gelegentlicher dankenswerter Mithilfe an schwer zugänglichen Stellen der Herren H. KUSTER, F. MALEC, F.-O. NEUFFER und K. SCHUCHMANN (Geol. u. Pal. Inst. der Univ. Mainz).

3. Die mitteloligozänen *Creseis*-Arten

3.1. Beschreibung von *Creseis maxima denseannulata*, *Creseis laxannulata* und *Creseis* n. sp.

Familia: Cavoliniidae FISCHER, 1883
 Subfamilia: Clionae VAN DER SPOEL, 1967²⁾
 Genus: *Creseis* RANG, 1828

Creseis maxima denseannulata (LUDWIG, 1864)

(Taf. 1 Fig. 1, 2 u. ?3)

- 1864 *Tentaculites maximus*, var. *dense-annulatus* LUDWIG, Palaeontogr. **11**, S. 318, Taf. 50, Fig. 21a, b.
 1889 *Tentaculites maximus* var. *densecostatus*. — BLANCKENHORN, Z. deutsch. geol. Ges., H. 4, S. 602, Taf. 22, Fig. 10—11.
 1892 *Creseis maxima* var. *densecostatus*. — KOENEN, Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen, **10** (4), S. 992.
 1909 *Tentaculites (Creseis) maximus*. — SPANDEL, Ber. offenb. Ver. Naturk., **50**, S. 225, Taf. 7, Fig. 3.
 1913 *Creseis maxima* var. *denseannulata*. — KOERT, Jb. preuß. geol. L.-Anst., **32**, S. 177, Taf. 7 Fig. 3.
 1921 *Creseis maxima*. — WENZ, Mainzer Becken, S. 113, Taf. 11 Fig. 38.
 1928 *Creseis maxima*. — ZINNDORF, Ber. offenb. Ver. Naturk., **66—68**, S. 54, Taf. 5 Fig. 8.
 1931 *Creseis maxima*. — WENZ in SALOMON-CALVI, Oberrhein. Foss.-Kat., H. 7, S. 38.
 ?1969 *Tentaculites maximus*. — BOEKSCHOTEN, Meyniana, **19**, S. 45, Taf. 3 Fig. 6.

Typus: Schon WENZ (1931, S. 38) konnte keine Angaben über den Aufbewahrungsort der LUDWIGSchen Originale machen. — Die Sammlung von LUDWIG, ursprünglich im Hessischen Landesmuseum in Darmstadt deponiert, wurde später teilweise in die Sammlung des Geologischen Landesamtes, ebenfalls in Darmstadt, übernommen, die jedoch während des Krieges durch Bombardierung vernichtet worden ist. Zu den zerstörten Stücken gehörten vermutlich auch die tertiären „Tentaculiten“, denn in der heute im Hessischen Landesmuseum aufbewahrten Restsammlung der Belegstücke von LUDWIG sowie in der stratigraphischen und in der Molluskensammlung konnte ich sie trotz mehrmaliger sorgfältigster Durchsicht nicht finden.

Die Neotypen wurden unter Berücksichtigung der IRZN bezüglich der Festlegung eines Neotypus in Artikel 75 a, b und c (1—6) ausgewählt.

Neotypus: PIM F 2424³⁾

Locus typicus: Hipping bei Nierstein/Rhein

Locus neotypicus: Ziegeleigrube Bodenheim/Rhein

Stratum typicum: Fischschiefer, Mitteloligozän, Rupelium

Stratum neotypicum: Fischschiefer, Mitteloligozän, Rupelium

²⁾ Der ursprüngliche Name Clionae wurde nach Rücksprache mit dem Autor von der Verf. korrigiert.

³⁾ PIM = Paläontologisches Institut der Universität Mainz.

Weitere Vorkommen: Pumpwerk westl. Offenbacher Hafen, Hohenkirchen und Gudensberg bei Kassel (nach SPANDEL 1909, S. 229 und Sammlg. Senckenberg-Museum, Ffm.), Malliss in Mecklenburg und Breetze bei Hannover (nach KOERT 1913, S. 177 ff.), Sottorf und Kirchwerder bei Hamburg, Vaale nördl. Hamburg und Ratekau bei Lübeck (nach BOEKSCHOTEN 1969, S. 43), Trift bei Weinheim/Rheinl. (KUSTER-WENDENBURG 1971).

Beschreibung: Gehäuse klein, schlank trichterförmig, gerade bis leicht gebogen, von kreisrundem Querschnitt. Embryonalschale kugelförmig aufgebläht, am kaudalen Ende mit einer kurzen zahnartigen Spitze und cranial vom juvenilen Teil durch eine Einschnürung abgesetzt. Juvenile Schale, 2 mm lang, und wie die embryonale nahezu glatt, nur auf dem letzten Viertel angedeutet 4 wenig hervortretende Ringe. Adulte Schale mit regelmäßig folgenden, parallelen stumpfen Ringen, deren Anzahl pro mm 10–12 beträgt. Mündung gerade und einfach.

Bemerkungen: SPANDEL (1909, S. 228) schreibt: „... auch finden sich auf einer Platte einzelne Stücke, auf welchen engere und weitere Rippung mehrfach wechselt.“ Dagegen zeigen sowohl die Beschreibung von KOERT (1913, S. 176–178) wie auch meine eigenen Beobachtungen an körperlich erhaltenem Material (Taf. 1 Fig. 2), daß *denseannulata* mit gleichmäßig ausgebildeten Ringen, so wie LUDWIG (1864, S. 318) sie beschrieb, durchaus existent sind und daß bei dieser Art keine Variationen vorkommen. Vermutlich unterlag SPANDEL einer optischen Täuschung, die durch das Verdrücken des Materials hervorgerufen wurde.

Creseis maxima laxeannulata (LUDWIG, 1864)

(Taf. 2 Fig. 1 u. 2)

- 1864 *Tentaculites maximus* var. *laxeannulatus* LUDWIG, Palaeontogr., **11**, S. 319, Taf. 50 Fig. 2, a—b.
 1889 *Tentaculites maximus* var. *laxecostatus*. — BLANCKENHORN, Z. deutsch. geol. Ges., H. 4, S. 601.
 1892 *Creseis perspectiva* FUTTERER, Mitt. bad. geol. L.-Anst., **2**, S. 11, Fig. 3.
 1909 *Creseis perspectiva*. — SPANDEL, Jb. Ver. Naturk. Offenbach, **50**, S. 229.
 1913 *Creseis maxima* var. *laxeannulata*. — KOERT, Jb. preuß. geol. L.-Anst., **32**, S. 176 ff., Taf. 7 Fig. 2 u. 4.
 1931 *Creseis perspectiva*. — WENZ in SALOMON-CALVI, Oberrhein. Foss.-Kat., H. 7, S. 38.

Typus: Aufenthalt unbekannt (s. a. S. 5)

Neotypus: PIM F 2426

Locus typicus: Hipping bei Nierstein/Rhein

Locus neotypicus: Ziegeleigrube Bodenheim/Rhein

Stratum typicum: Fischschiefer, Mitteloligozän, Rupelium

Stratum neotypicum: Fischschiefer, Mitteloligozän, Rupelium

Weitere Vorkommen: Großsachsen bei Heidelberg (nach FUTTERER 1892, S. 11), Trift bei Weinheim (KUSTER-WENDENBURG 1971), Wallau/Taunusrand, Seehausen bei Magdeburg (nach SPANDEL 1909, S. 229), Neuengamme und Kirchwerder bei Hamburg (nach KOERT 1913, S. 178 ff.).

Beschreibung: Gehäuse klein, schlank trichterförmig, gerade bis leicht gebogen, von kreisrundem Querschnitt. Embryonalschale kugelförmig aufgebläht, mit zahnartiger Spitze am kaudalen Ende. Cranial vom juvenilen Teil durch eine deutliche Einschnürung abgesetzt. Embryonaler und 2 mm langer juveniler Schalenteil glatt. Über dem juvenilen Teil erweitert sich die Schale jeweils im Abstand von 1—2 mm plötzlich ruckartig; die Strecken zwischen den einzelnen Schüben wachsen gleichmäßig. Eine Skulptur ist zunächst zwischen den ersten beiden Kanten im mittleren Drittel durch 3 schwach hervortretende Wülste angedeutet. Auf den folgenden Abschnitten verschärfen sich diese Wülste zu Ringen, deren Zahl zwischen 5 und 7 beträgt, entsprechend der jeweiligen Länge des Abschnittes. Mündung gerade und glatt, Durchmesser ca. 4 mm.

Bemerkungen: Schon FUTTERER (1890, S. 11) deutete an, daß die Verwandtschaft von *Creseis perspectiva* mit *Creseis maxima* „var. *laxe-annulata*“ (LUDWIG) am größten ist. Das mir vorliegende Material, auch die Abbildungen von KOERT (1913, Taf. 1 Fig. 2 u. 4), dem ja zur Bestimmung Abdrücke im Ton von Nierstein zur Verfügung standen (KOERT, 1913, S. 176), bestärken mich in der Annahme, daß zwischen *C. maxima laxeannulata* (LUDWIG) und *C. perspectiva* FUTTERER nicht nur eine Verwandtschaft besteht, sondern daß beide identisch sind. LUDWIG hatte für die Beschreibung der beiden Varietäten seines „*Tentaculites maximus*“ nur die Abdrücke der Gehäuse im Ton zur Verfügung. Bei diesen platt gedrückten Exemplaren sind die sonst scharf hervortretenden Kanten bei *laxeannulata* lediglich als verbreiterte Abstände zwischen sonst gleich ausgebildeten Ringen zu erkennen. Bei entsprechender Vergrößerung (mindestens 10×) wird auch die plötzliche Verbreiterung des Gehäuses durch diese Absätze sichtbar (Taf. 2 Fig. 1) und bestätigt meine Vermutung bezüglich der Identität der „Arten“. Die körperliche Erhaltung einzelner Stücke (Taf. 2 Fig. 2) macht das Erkennen dieser Art völlig eindeutig. Die Verwechslungen sind wohl zum größten Teil dadurch entstanden, daß in der Regel nur die Embryonalenden erhalten sind, während der restliche Teil des adulten Gehäuses bei postmortaler Verlagerung zerstört wurde. Die juvenilen Exemplare haben zudem noch eine wenig ausgeprägte Skulptur, was ohne Zusammenhang mit dem übrigen Teil leicht zu Fehldeutungen verleiten kann.

SPANDEL (1909, S. 230) betont, daß die scharfen Absätze bei „*Creseis perspectiva*“ eine species nova begründen. Ich stimme dieser Ansicht zu. Da sich jedoch herausstellte, daß die von FUTTERER aufgestellte Art *C. perspectiva* identisch mit der von LUDWIG beschriebenen Varietät von *Tentaculites maximus laxeannulatus* ist, entfällt die Bezeichnung „var.“ von LUDWIG.

Creseis n. sp.

(Taf. 2 Fig. 3)

Vorkommen: Trift bei Weinheim in Rheinhessen, H 2 (Abb. 2).

Beschreibung: Gehäuse klein, schlank trichterförmig, leicht gebogen, von kreisrundem Querschnitt. Embryonalschale nur schwach aufgebläht, kaudal stumpf auslaufend, cranial vom juvenilen Teil nur wenig abgesetzt. Der Übergang zum

adulten Teil fast unmerklich durch kaum angedeutete Abknickung des Gehäuses. „Skulptur“ nur auf dem höheren Abschnitt des adulten Schalenteils in Form schwach entwickelter stumpfer Ringe, relativ unregelmäßig, mit weiten Abständen einander folgend (3 pro mm). Mündung gerade und einfach.

Bemerkungen: Diese *Creseis* n. sp. hebt sich gegenüber den vorher beschriebenen *Creseis*-Arten durch die eigentümliche Ausbildung ihres Embryonalgehäuses und die kaum sichtbare, relativ hoch angesetzte Skulptur in entscheidendem Maße ab.

Leider wurde bisher nur dieses eine, auf Taf. 2 Fig. 2 (PIM F 2428) abgebildete Exemplar gefunden (in H2 der Trift/Weinheim), das zudem noch an der Mündung Bruchstellen aufweist, so daß die ursprüngliche Größe der Schale nicht anzugeben ist. Aus diesem Grunde wird vorerst noch von einer endgültigen Benennung der Art abgesehen. Die schwache unregelmäßige Skulptur könnte auf eine Verwandtschaft zu *Creseis cincta* KOENEN, 1892 aus dem Unteroligozän von Unseburg hinweisen. Jedoch ist letztere über dem Embryonalende mehrfach eingekerbt und trägt auf dem adulten Schalenteil einzelne deutlich ausgeprägte Ringe. Auch ist die Möglichkeit einer engeren Beziehung zu der von DOLLFUS & RAMOND (1885) beschriebenen Form „*Euchilotheca succincta* DEFRANCE aus dem Pariser Becken gegeben, diese Art aber ist stärker gebogen und hat cranial einen lippenähnlichen Rand. — Übrigens hat gerade das zuletzt genannte Merkmal Anlaß zu Zweifeln über die Stellung der Gattung *Euchilotheca* gegeben (vgl. COLLINS, 1934, S. 165–168).

3.2. Bemerkungen zur phylogenetischen Stellung der mitteloligozänen *Creseis*-Arten

Nach dem allgemeinen Habitus sind die drei beschriebenen Spezies dem Genus *Creseis* RANG, 1828 zuzuordnen. Einzelne Abweichungen von den charakteristischen Merkmalen dieser Art jedoch sind so markant, daß sie nicht unerwähnt bleiben dürfen:

1. Die Embryonalschale

VAN DER SPOEL (1969, S. 111) macht darauf aufmerksam, daß die spezielle Ausbildung des embryonalen und des juvenilen Schalenteils allgemein bei den Cavoliniidae und besonders bei *Clio* LINNAEUS, 1767 arteigenes Kennzeichen ist⁴⁾.

Bei den oben beschriebenen drei Spezies weist allerdings nur eine, *Creseis* n. sp., die für *Creseis* typische schwach gewölbte und durch geringe Einschnürung vom juvenilen Schalenteil kaum abgesetzte Embryonalschale auf; auch eine Spitze am kaudalen Ende ist nicht vorhanden (Abb. 3).

Bei den übrigen zwei Arten, *Creseis maxima denseannulata* und *C. m. laxeanulata*, findet sich die nahezu kugelförmig aufgeblähte und durch eine deutliche Einschnürung vom juvenilen Gehäuseteil abgesetzte Embryonalschale, die am kaudalen Ende eine kleine Spitze trägt (Abb. 4), wie sie typisch für *Clio cuspidata*, ist (VAN DER SPOEL 1969, S. 112, Fig. 12).

⁴⁾ Herrn Dr. S. VAN DER SPOEL soll auch an dieser Stelle für die frdl. Bereitschaft zu ausführlichen Gesprächen über diese Probleme herzlichst gedankt sein.

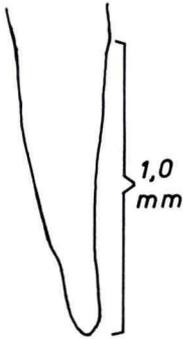


Abb. 3

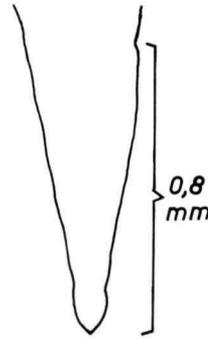


Abb. 4

Abb. 3. Embryonaler und juveniler Gehäuseteil von *Creseis* n. sp.

Abb. 4. Embryonaler und juveniler Gehäuseteil von *Creseis maxima denseannulata* und *C. maxima laxannulata*.

2. Die adulte Schale

Weitere von *Creseis* abweichende Merkmale, in erster Linie bei den zuletzt erwähnten Spezies, sind die Übergröße der Schalen — ausgewachsene Exemplare erreichen eine Länge von 1,5—2,0 cm! — und ihre ausgeprägte Skulptur, die rezent fast nur bei *Hyalocypris* FOL, 1875 angetroffen wird.

Entscheidend für die Zuordnung zu *Creseis* ist in erster Linie die kreisrunde Ausbildung der Schale; weiterhin aber auch die Tatsache, daß der embryonale mit dem juvenilen Schalenteil auch im adulten Stadium der Tiere nicht abgeworfen worden ist wie es innerhalb der Cavoliniidae nur bei den Vertretern der Subfamilien Cavoliniinae und Cuvieriniinae der Fall ist.

Die beschriebenen tertiären *Creseis*-Arten weisen also Kennzeichen auf, welche die Zuordnung zum Genus *Creseis* RANG, 1828 rechtfertigen. Andererseits weisen jedoch einige Merkmale darauf hin, daß auch Verwandtschaftsbeziehungen zu den Genera *Clio* LINNAEUS, 1767 und *Hyalocypris* FOL, 1875 bestehen. Aus diesem Grunde bleibt zu erwägen, ob die phylogenetische Entwicklungsreihe der Thecosomata durch eine neue Subgattung bereichert werden kann, die eine Übergangsposition von *Creseis* zu *Clio* und *Hyalocypris* einnehmen würde (v. d. SPÖEL 1967, S. 11, Tab. 1). Endgültige Entscheidungen können jedoch erst nach weiteren detaillierteren Untersuchungen übriger tertiärer und rezenter Arten getroffen werden.

4. Stratigraphische Schlußfolgerungen

Es fällt auf, daß die erwähnten *Creseis*-Arten sowohl in Nord- wie auch in Süddeutschland fast ausnahmslos in einem oder seltener in zwei (KOERT 1913, S. 173) Horizonten in der „unteren Abteilung des Mitteloligozäns“ auftreten. So schreibt schon LUDWIG (1864, S. 319) über das Vorkommen von Nierstein „. . . Sehr häufig, oft haufenweise

zusammen in den tieferen Kalkmergelschichten des Tertiärtones“. KOERT (1913, S. 173) berichtet von der Gasbohrung bei Neuengamme, daß sie in den tieferen Schichten des Mitteloligozäns zu finden sind und auch WICK (1939, S. 580) gibt an, daß sie bei Malliss „in den untersten 10 m des Septarientons“ vorkommen (Abb. 1).

Bemerkenswert ist zudem die frappierende Ähnlichkeit der in diesen Schichten auftretenden *Creseis*-Arten, die durch die weitgehende Übereinstimmung der Beschreibungen der verschiedensten Autoren bezeugt wird. — Unterschiedliche Größenangaben sind durch variierende Erhaltungszustände bedingt: die adulten Schalentteile zerfallen leichter in Sand, dagegen bleiben die juvenilen Schalentteile mit dem Embryonalteil meist erhalten, letzterer wiederum ist bei den Abdrücken im Ton häufig zerstört (LUDWIG, KOERT, SPANDEL, BOEKSHOTEN u. a.). Diese Tatsachen bestätigen mich in der Annahme, daß das untere Mitteloligozän in Nord- und Süddeutschland (s. Abb. 1) durch einen, bzw. zwei charakteristische *Creseis*-Horizonte gekennzeichnet ist. Vermutlich zeichnen sich diese Horizonte zusätzlich noch durch eine bestimmte Begleitfauna, speziell der Foraminiferen aus, vgl. hierzu Hinweise bei KIESEL (1962), HAUSMANN (1964), LANGER (1964) und BOEKSHOTEN (1969). Auch die Auswertung der Meeressandproben von der Trift bei Weinheim/Rheinh. bestätigen dies. Hier fallen die zwei *Creseis*-Horizonte (H1 u. H2 in Abb. 2) unter anderem jeweils mit einer bestimmten, horizontgebundenen Foraminiferenvergesellschaftung zusammen. Ausführlichere Angaben darüber würden jedoch den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten. Als Besonderheit sei nur das Auftreten von *Peneroplis pertusus* FORSKAL erwähnt. Bisher galt für diese Foraminifere Großsachsen b. Heidelberg als einziger Fundort im Oberrheingraben (SPANDEL 1909, S. 138). FUTTERER fand sie dort im gleichen Horizont wie *Creseis „perspectiva“*. Auch bei Weinheim, was nach DOEBL (frdl. mdl. Mitt.)⁵ im Mainzer Becken bisher einziger Fundort dieser Foraminifere ist, tritt sie horizontgebunden zusammen mit den beschriebenen drei *Creseis*-Arten in H2 (Abb. 2) auf. Diese Übereinstimmungen lassen vermuten, daß die betreffenden Horizonte von Großsachsen und von der Trift bei Weinheim altersgleich sind.

Diese Teilergebnisse lassen weiterführende überregional vergleichende Untersuchungen der *Creseis*-Arten für die Klärung einiger stratigraphischer Probleme erfolgversprechend erscheinen. Darüber hinaus zeigen zahlreiche Untersuchungen an rezentem Material (s. u. a. VAN STRAATEN 1966; VAN DER SPOEL 1967, 1968, 1969, 1970; ROSENBERG-HERMAN 1965), daß die Pteropoden nicht nur wegen ihrer Bedeutung für die Tertiärstratigraphie eine eingehendere Bearbeitung rechtfertigen, sondern daß wesentliche Aussagen über die ursprüngliche Temperatur und den Salzgehalt des Wassers, vor allem auch von detaillierteren Untersuchungen des Schalenbaus an sich, sowie des Längen–Breitenverhältnisses der Schalen, zu erwarten sind (VAN DER SPOEL 1967, S. 149 ff., 1970).

5. Zusammenfassung

Von 1864 bis heute wurden im Mainzer Tertiärbecken in mitteloligozänen Sedimenten drei Arten der Gattung *Creseis* RANG, 1828 an 6 verschiedenen Lokalitäten

⁵ Für die freundlicherweise übernommene Bestimmung dieser Foraminifere sei Herrn Dr. DOEBL, Landau, herzlichst gedankt.

gefunden. Die drei Spezies: *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), *C. m. laxeannulata* (LUDWIG, 1864) und *Creseis* n. sp. wurden beschrieben. Es ergab sich für *C. m. laxeannulata* (LUDWIG, 1864) Synonymie zu *C. perspectiva* FUTTERER, 1892.

Die Übereinstimmungen charakteristischer Artmerkmale der beschriebenen tertiären mit denen rezenter Spezies wurde diskutiert. Es wird vermutet, daß diese tertiären Arten in der phylogenetischen Entwicklungsreihe eine Übergangsposition von *Creseis* RANG, 1828 zu *Clio* LINNAEUS, 1767 und zu *Hyalocypris* FOL, 1875 einnehmen.

Aufgrund der einander entsprechenden Angaben verschiedener Autoren bezüglich der Fundhorizonte dieser Taxa in Nord- und Süddeutschland wurde festgestellt, daß ihr Vorkommen einen charakteristischen Horizont im unteren Mitteloligozän kennzeichnet. Die Begleitfauna, speziell die Foraminiferengesellschaften, bestätigen diese Horizontierung. So kommt *Peneroplis pertusus* FORSKAL in den Meeressanden an der Trift bei Weinheim/Rheinh. und in denen von Großsachsen bei Heidelberg gleichzeitig vor.

Summary: Since 1864, at six different localities of the Mainz basin, three species of the genus *Creseis* RANG, 1828, have been found in the sediments of Middle Oligocene. The three species: *Creseis maxima denseannulata*, *Creseis maxima laxeannulata*, and *Creseis* n. sp. are described. *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) and *Creseis perspectiva* FUTTERER 1892, prove to be synonymous.

The similarity of the characteristics of the tertiary species described before with recent species are discussed. It is supposed, that these tertiary species form the transition stage in the phylogenetical development series between *Creseis* RANG, 1828 and *Clio* LINNAEUS, 1767 and *Hyalocypris* FOL, 1875.

Based on the corresponding dates, given from different authors it can be established that the occurrences of these taxa mark a characteristic horizon in the lower Middle Oligocene in North- and South-Germany. The associated fauna, especially the foraminifera assemblage, of the same horizon is very typical. For example, *Peneroplis pertusus* FORSKAL has been found as well in the „Meeressanden“ in the „Trift“ near Weinheim/Rheinessen as in the „Meeressanden“ at Großsachsen near Heidelberg.

Résumé: Dans les sédiments d'oligocène moyen du bassin tertiaire de Mayence ont été trouvés de 1864 jusqu'aujourd'hui à 6 localités 3 espèces du genre *Creseis* RANG, 1828. Les 3 espèces: *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), *C. m. laxeannulata* (LUDWIG, 1864) et *Creseis* n. sp. sont décrits. Pour *C. maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) la synonymie avec *perspectiva* FUTTERER, 1892 est constatée.

La conformité des traits caractérisants les espèces tertiaires avec ceux des espèces récentes est discutée. Il s'ensuit de la supposition que les espèces tertiaires occupent dans la série phyllogénétique de développement une position de transition entre *Creseis* RANG, 1828 et *Clio* LINNAEUS, 1767 et *Hyalocypris* FOL, 1875.

Suite aux descriptions accordantes de différents auteurs concernant les gisements de ces taxa en Allemagne du Nord et du Sud on constate que la présence de ces taxa indique un horizon caractéristique de la partie inférieure de l'oligocène moyen. Les faunes accompagnantes en particulier les associations de foraminifères confirment cette détermination. Ainsi *Peneroplis pertusus* FORSKAL se retrouve non seulement

dans les „Meeressande“ de la „Trift“ près de Weinheim/Rheinhessen, mais encore dans ceux de Großsachsen près de Heidelberg.

Herrn Prof. H. TOBIEN danke ich u. a. für zahlreiche Literaturhinweise über das bearbeitete Thema. Herrn Dr. A. ZILCH, Senckenberg-Museum in Frankfurt, danke ich hiermit verbindlichst für seine kritische Stellungnahme zu den nomenklatorischen Aussagen. Mein besonderer Dank gilt auch Herrn Dr. S. VAN DER SPOEL, Inst. für taxonomische Zool. in Amsterdam, der durch seine interessierte Stellungnahme zu den phylogenetischen Fragen, entscheidend zur Klärung dieser Probleme beigetragen hat. Herrn Prof. HILTERMANN, Hannover, sei herzlichst gedankt für das Überlassen seiner wertvollen Kartei über Pteropoden im Tertiär von Deutschland. Die für die vorliegende Arbeit notwendigen Untersuchungen wurden dankenswerterweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Schriftenverzeichnis

- BLANCKENHORN, M.: Pteropodenreste aus der oberen Kreide Nordsyriens und aus dem hessischen Oligozän. — Z. deutsch. geol. Ges., H. 4, 1889.
- BOEKSCHOTEN, G. J.: Fossilführung und Stratigraphie des Oligo-Miozäns von fünf norddeutschen Bohrungen. — Meyniana, **19**, S. 1—77, 9 Abb., 3 Taf., 24 Tab., Kiel 1969.
- BRAUN, A. in WALCHNER, F. A.: Handbuch der Geognosie, 2. Aufl., S. 1112—1140, Karlsruhe 1850.
- COLLINS, R. L.: A monograph of the American Tertiary pteropods mollusks. — Stud. geol., **2**, S. 137—234, Taf. 7—14, Baltimore 1934.
- CTYROKY, P., PAPP, A., STEININGER, F.: Spiratellacea (Gastropoda) aus dem Miozän der Paratethys. — G. geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2 a, **35**, Taf. 2, S. 129—139 mit 1 Taf., Bologna 1968.
- DOLLFUS, G. & RAMOND, G.: Liste des Ptéropodes du terrain tertiaire parisien. — Ann. Soc. Roy. Malacol. Belgique, **20**, S. 38—44, 1 Taf., 1885.
- FUTTERER, K.: Die Tertiärschichten von Großsachsen. — Mitt. bad. Geol. L.-Anst., **2**, S. 1—19, 1892.
- GHEORGIAN, M., IVA, M. & GHEORGIAN, M.: Consideratii asupra Genului Spirialis. — Dari de Seama ale Sedintelor, **53**, 2, S. 5—16, 1967.
- GRAMANN, F.: *Bolivina (Brizalina) beyrichi* (REUSS) und verwandte Foraminiferen aus dem deutschen Oligozän. — Geol. Jb., **82**, S. 437—446, Hannover 1965.
- HAUSMANN, H. E.: Foraminiferenfauna des mittelo oligozänen Septarientones im Raum zwischen Magdeburg und Pessa. — Hercynia, **1**, 4, S. 333—419, Halle 1964.
- HILTERMANN, H.: Stratigraphy and microfauna in the Miocene of the Ukrainian Subcarpatians. — Rev. Espanola Micropaleont. **1** (2), S. 181—194, 2 Abb., 1 Taf., Madrid 1969.
- HINSCH, W.: Biostratigraphie des Miozäns von Zeven, Kreis Bremervörde, mittels Mollusken. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1969**, S. 362—376, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1969.
- KIESEL, Y.: Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbertin. — Freiburger Forschungshefte, C **122**, S. 1—123, Freiberg 1962.
- KITTL, E.: Über die miocaenen Pteropoden Österreich-Ungarns. — Ann. k.k. nat. Hofmus., **1**, S. 47—74, Wien 1886.
- KOENEN, A. v.: Das marine Mittelo oligozän Nord-Deutschlands und seine Molluskenfauna, 2. Teil. — Paläontogr., **16**, S. 223—294, 6. Lfg., Kassel 1868.
- Das Norddeutsche Unter-Oligozän und seine Molluskenfauna. Lfg. 4. — Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen, **10**, 4, Berlin 1892.
- KOERT, W.: Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **32**, S. 162—182, Berlin 1913.
- LANGER, W.: Kurze Bemerkungen zur Mikro- und Megafauna des nordwestdeutschen Mittelo oligozäns. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., B, S. 730—736, 1964.

- LUDWIG, R.: Pteropoden aus dem Devon in Hessen und Nassau, sowie aus dem Tertiär-Thon des Mainzer Beckens. — *Palaeontogr.*, **11**, 1863/64.
- ROSENBERG-HERMAN, Y.: Étude des sédiments quaternaires de la Mer Rouge. — *Ann. Inst. Océan*, **42**, 3, S. 339—415.
- RUTSCH, R.: Beiträge zur Kenntnis tropisch-amerikanischer Tertiärmollusken. — *Ecl. geol. Helv.*, **27** (2), S. 299—326, Basel 1934.
- SANDBERGER, F.: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Karlsruhe 1858—1863.
- SPANDEL, E.: Der Rupelton des Mainzer Beckens. — *Jb. Ver. Naturk. Offenbach*, **50**, S. 57—320, Offenbach 1909.
- STAESCHE, K. & HILTERMANN, H.: Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. — *Abh. Reichsanst. Bodenforsch.*, N.F., **201**, 1940.
- STEUER, A.: Untersuchungen des Tones . . . aus den Bohrlöchern von Heppenheim. — *Notizbl. Ver. Erdk., Darmstadt*, (IV) **25**, S. 22—27, 1904.
- VAN DER SPOEL, S.: Euthecosomata. — Thesis Amsterdam, S. 1—249, Noorduy, Gorinchem, 1967.
- A new form of *Diacria quadridentata* (BLAINVILLE, 1821) and shell growth in this species (Gastropoda, Pteropoda). — *Vid. Med. dansk. naturhist. Foren*, **131**, S. 217 bis 224, Abb. 1—7, Kopenhagen 1968.
- The shell of *Clio pyramidata* L., 1767 forma *lanceolata* (LESUEUR, 1813) and forma *convexa* (BOAS, 1886) (Gastropoda, Pteropoda). — *Vid. Med. dansk. naturhist. Foren*, **132**, S. 95—114, 12 Abb., Kopenhagen 1969.
- Morphometric data on Cavoliniidae, with notes on a new form of *Cuvierina columnella* (RANG, 1827) (Gastropoda, Pteropoda). — *Basteria*, **34** (5—6), S. 103—151, Abb. 1 bis 54, Amsterdam 1970.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U.: Micromalacological investigation of cores from the south-eastern Adriatic Sea. — *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc., Ser. B* **69**, S. 429—445, Amsterdam 1966.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.
- in SALOMON-CALVI, W.: Oberrheinischer Fossilkatalog, H. 7. Berlin 1932.
- WICK, W.: Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Tertiärs aufgrund von Foraminiferen. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **59** (1938), S. 476—512, 6 Taf., Berlin 1939.
- in WICHER, C. A.: Neues aus der angewandten Mikropaläontologie. — *Petroleum*, **35** (32), S. 580, 1939.
- ZINNDORF, J.: Mitteilung über die Tiefbohrung im Städtischen Schlachthofe zu Offenbach a. M. — *Jb. Ver. Naturk. Offenbach*, **50**, S. 231—236, m. 1 Profiltafel, Offenbach 1909.
- Die Versteinerungen aus den Tertiär-Ablagerungen von Offenbach a. M., 1. Teil — die Conchylien des Rupeltones (Septarientones). — *Ber. offenbach. Ver. Naturk.*, **66—68**, S. 1—65. Taf. 1—6, Offenbach 1928.

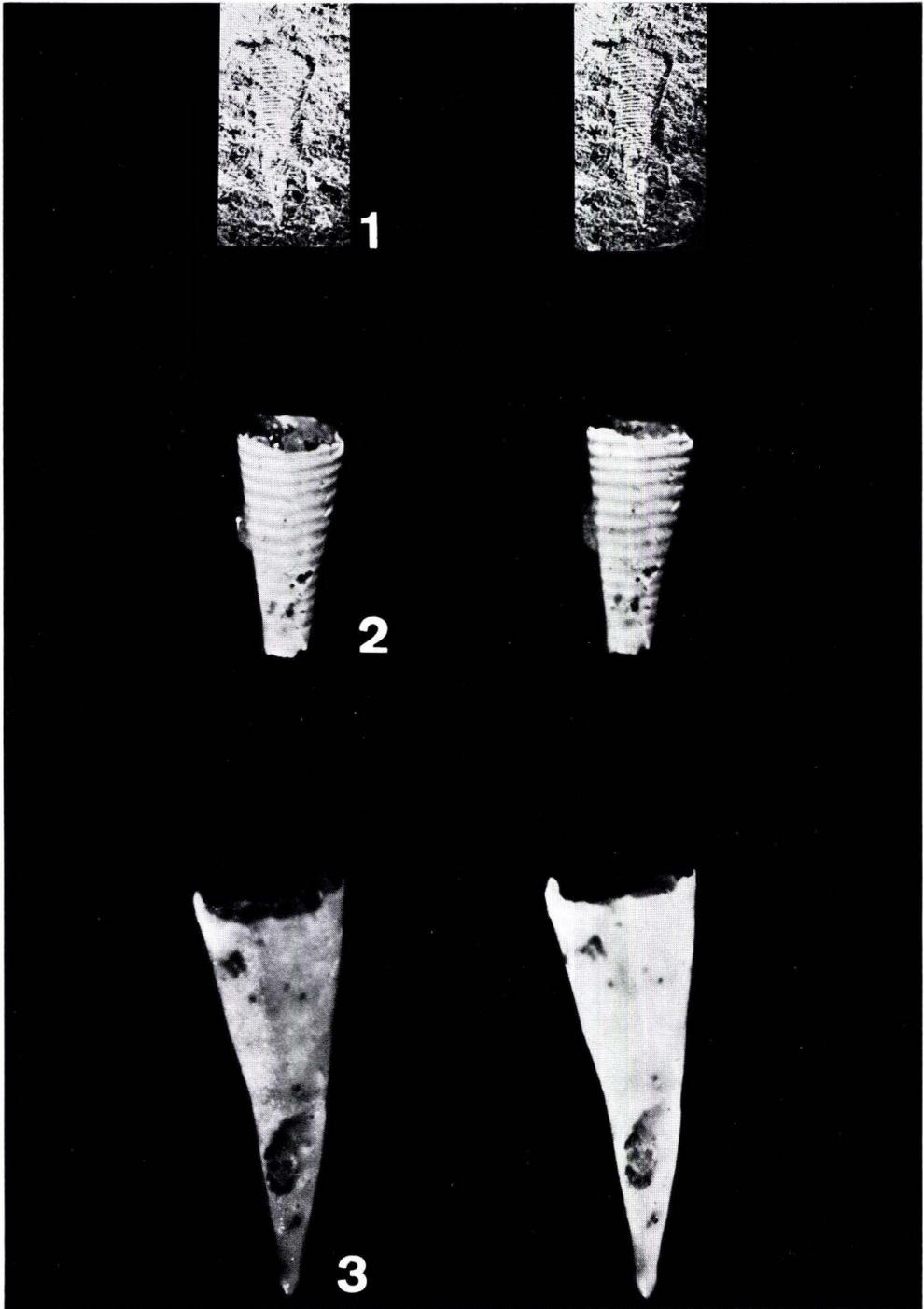
Tafelerklärungen

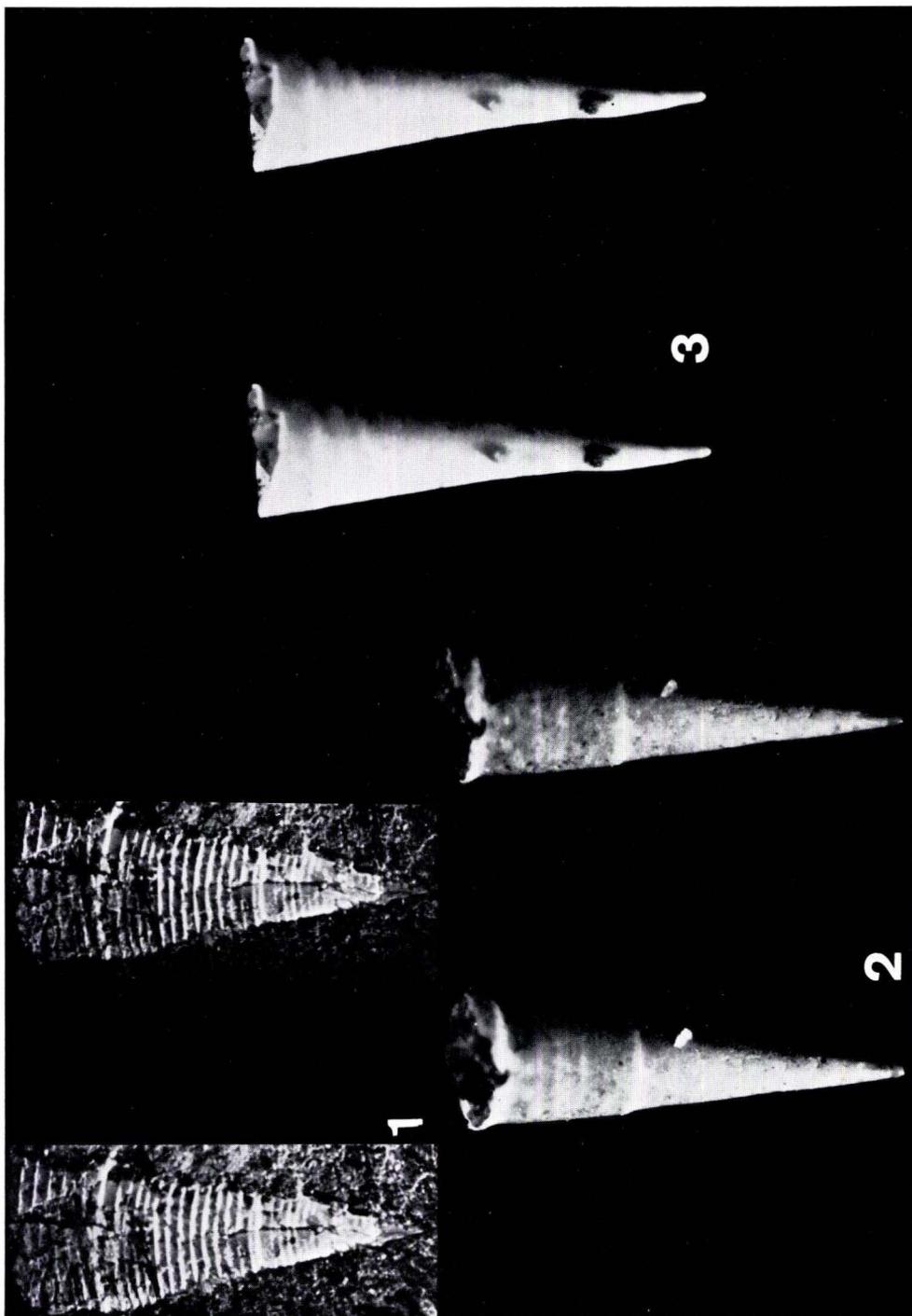
Tafel 1

- Fig. 1. *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), adult, L = 1,0 cm, max. \varnothing = 0,4 cm, Vergr. \times 2,5, PIM F 2424.
Fundort: Bodenheim/Rhein; (Fischschiefer, Rupelium).
- Fig. 2. *Creseis maxima denseannulata* (LUDWIG, 1864), adult (Bruchst.), L = 1,3 mm, max. \varnothing = 0,6 mm, Vergr. \times 25, PIM F 2429.
Fundort: Trift bei Weinheim/Rhh.; (Meeressand (H1), Rupelium).
- Fig. 3. *Creseis maxima denseannulata* (?) (LUDWIG, 1864), juvenil, L = 1,8 mm, max. \varnothing = 0,6 mm, Vergr. \times 30, PIM F 2425.
Fundort: Trift bei Weinheim/Rhh.; Meeressand (H2), Rupelium).

Tafel 2

- Fig. 1. *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864), adult, Bruchst., L = 0,5 cm, max. \varnothing = 0,2 cm, Vergr. \times 11, PIM F 2426.
Fundort: Bodenheim/Rhein; (Fischschiefer, Rupelium).
- Fig. 2. *Creseis maxima laxeannulata* (LUDWIG, 1864) Embryonalschale (am kaudalen Ende beschädigt), juveniler Teil mit Ansatz des adulten Gehäuses, L = 3,1 mm, max. \varnothing = 0,9 mm, Vergr. \times 20, PIM F 2427.
Fundort: Trift bei Weinheim/Rhh. (H2), Meeressand, Rupelium.
- Fig. 3. *Creseis* n. sp.
juveniler Teil mit Teilstück des adulten Gehäuses, L = 2,7 mm, max. \varnothing = 0,8 mm, Vergr. \times 24, PIM F 2428.
Fundort: Trift bei Weinheim/Rhh. (H2); Meeressand, Rupelium.





Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

34. Crinoideengrus in einer Dachschieferplatte

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden*

Mit 1 Tafel

Kurzfassung: Ein Röntgenbild von einer Dachschieferplatte aus dem Hunsrückschiefer wird ausgewertet. Hauptsächlich kommen darin Crinoideenbruchstücke vor, die einen Grus bilden, der als Rollgut abgelagert ist.

Die weitere Untersuchung solcher Platten wird angeregt — zumal auch Haldenmaterial benutzt werden kann.

Abstract: A radiograph of a slate-slab from the Hunsrueck Slate is interpreted. It contains prevalently fragments of Crinoids deposited as main components of a coarse grained sediment. The example reported of should suggest further studies of slate-slabs particularly because dump material might be explored.

Inhalt

1. Einleitung	113
2. Allgemeine Bemerkungen	114
3. Die geröntgte Schieferplatte	114
4. Systematische und ökologische Betrachtungen zum Crinoideengrus	114
5. Zusammenfassung	115
Schriftenverzeichnis	116

I. Einleitung

Auf einer Reise in den Hunsrück im Frühjahr 1969 sammelte ich auf verschiedenen Schieferhalden wahllos Schieferplatten, die anschließend geröntgt wurden. Über eine dieser Platten, die einen besonders fossilreichen Inhalt aufweist, wird im folgenden berichtet.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. F. KUTSCHER, Regierungsdirektor, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

2. Allgemeine Bemerkungen

Schon früher (KUTSCHER 1968) führte ich den Nachweis, daß im Innern der Dachschieferplatten Kleinlebewesen, vornehmlich Tentaculiten, weit verbreitet sind. Zum Teil handelte es sich auch um Bruchstücke der fossilen Tiere, oft wurde nur noch Fossildetritus abgelagert.

Nachdem die Dachschiefergruben fast alle zum Erliegen gekommen sind, reifte der Gedanke heran, dem fossilführenden Haldenmaterial mehr Beachtung zu schenken und die Fossilsuche in einer selbständigen Arbeitsrichtung zu betreiben (KUTSCHER 1968). Dies gelang auch durch die Unterstützung der DFG, die damit die Möglichkeit dieser Forschungen einleitete.

Als erste Maßnahme wurde ein zur Verfügung gestelltes Röntgengerät im Spaltheus der Grube Obereschenbach bei Bundenbach aufgestellt, um das Halden- und Abfallmaterial zu durchleuchten. Leider wurden zwischen der Anlieferung des Gerätes und der Durchführung von Röntgenaufnahmen diese und andere Gruben stillgelegt, so daß nur ein geringer Teil der Geländearbeiten im Notbetrieb zur Abwicklung kam.

3. Die geröntgte Schieferplatte

(Taf. 1)

Die Schieferplatte wurde von Herrn Prof. Dr. W. STÜRMER in Erlangen geröntgt und die Röntgenaufnahme für eine photographische Wiedergabe teilweise weiter bearbeitet. Sie ist 1,6fach vergrößert (Taf. 1).

Ober- und Unterseite der $\sim 0,8$ cm dicken Schieferplatte weisen nur spärliche Fossilreste auf. Auf der Röntgenaufnahme jedoch ist ersichtlich, daß im Innern der Platte eine ungewöhnlich hohe Anreicherung von zerstörten Fossilien vorliegt. Es sind dies

- a) eine Anhäufung von wirr durcheinanderliegenden Crinoideenresten, die man als Crinoideengrus bezeichnen kann,
- b) linienförmige und gekrümmte, häufig in Punkte aufgelöste feine Leisten, vornehmlich im oberen Bildbereich, sicherlich Spurenfossilien,
- c) Fossildetritus, den man bei der vorliegenden Vergrößerung im einzelnen nicht deuten kann.

4. Systematische und ökologische Bemerkungen zum Crinoideengrus

Der Crinoideengrus gibt ein völlig anderes Bild von der bisher bekannten Crinoideenführung und -einbettung im Hunsrückschiefergestein in Form der Gesteinsplatten mit wohl erhaltenen Kronen und vollständigen, zusammenhängenden Individuen, die zur Aufstellung von etwa 70 Arten geführt haben. Der geröntgte Ausschnitt zeigt im wesentlichen Bruchstücke von Stielen und Zirren, und zwar sowohl kurze Stielfragmente wie einzeln eingebettete Stielglieder.

Frau Dr. DORECK-SIEVERTS verdanke ich eine gattungsmäßige Zuordnung verschiedener Stielglieder zu bekannten Formen. Es sind dies:

- (1) Stück mit nieren- bis halbmondförmigem Querschnitt des Stiels und zentral gelegenen, ziemlich dünnem Axialkanal (nur auf der Röntgenaufnahme sichtbar). Sehr wahrscheinlich handelt es sich um *Dicirrocrinus* sp. indet. (*Dicirrocrinus comptus* W. E. SCHMIDT 1934 kommt im Hunsrückschiefer vor).
- (2) Mindestens zwei kantig begrenzte Stiefazetten, davon die größere annähernd 6seitig; der Rand der größeren Fazette ist etwas unregelmäßig radiär gerieft. Die Außenseite des größeren Stielgliedes trug anscheinend mehrere Knoten. Eine sichere Bestimmung ist nicht durchzuführen; vielleicht handelt es sich um einen Hexacriniden (*Hexacrinus inhospitalis* W. E. SCHMIDT 1934 kommt im Hunsrückschiefer vor).
- (3) Eine Stiefazette mit rundem Querschnitt und feiner Radiärriefung auf der äußeren Hälfte der Fazette. Gehört sehr fraglich zu *Ctenocrinus*, von der die Arten *gracilis* JAEKEL und *malcontractus* W. E. SCHMIDT aus dem Hunsrückschiefer bekannt sind.
- (4) Ein kleines Stielglied mit sternförmigem Querschnitt ist unbestimmbar.
- (5) Ebenso unbestimmbar ist dieses Stielfragment aus ca. 11 Segmenten, das von der Seite zu sehen ist. Zu erkennen ist ein Cirrensockel und ein Cirrale auf dem 2. Stielglied.
- (6) Stielfragmente mit quer gestrecktem Axialkanal.
- (7) In der rechten unteren Ecke befindet sich eine mit Pinnulae besetzte Armpartie, also ein Bestandteil einer Armkrone.

Die Bearbeitung des Crinoideengruses erbrachte bezüglich der Artennachweise zunächst bescheidene Ergebnisse, zeigte aber einen Weg an, der in der Crinoideenforschung beschritten werden kann. Ähnliche Platten sind schon früher gefunden worden. So berichtet KÜTSCHER 1931, S. 208, daß Stielglieder und dergl. als gut zu transportierendes Material (nach R. RICHTER als Rollgut) auf wechselnde Strömungsintensität reagiert haben. Auch W. M. LEHMANN erwähnt, daß er in seiner Sammlung solche Platten besitzt. Es wird daher angeregt, weiterhin auf solche Schieferplatten zu achten.

Es zeigte sich an der beschriebenen Platte, daß das Hunsrückschiefer-Seebecken keineswegs ruhig und still war, sondern daß Meeresströmungen oder die Gezeiten für Wasserbewegungen gesorgt haben, die das zerfallende Fossilmaterial weiter bewegten, das dann bei Nachlassen der Transportkraft sedimentiert wurde.

5. Zusammenfassung

Es wird eine geröntgte Dachschieferplatte von der Grube Obereschenbach bei Bundenbach beschrieben, deren Fossilinhalt zum größten Teil aus Crinoideengrus besteht. Bei dem Crinoideengrus handelt es sich im wesentlichen um kurze Stielfragmente, Stielglieder, Cirren, selten Kronenteile und Detritus. Einzelne Bruchstücke erlauben eine systematische Zuordnung zu den Gattungen *Dicirrocrinus*, *Hexacrinus* und *Ctenocrinus*. Zur Bearbeitung und Sammlung ähnlicher Stücke wird aufgerufen. Ökologische Betrachtungen wurden angeschlossen.

Schriftenverzeichnis

- 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.
- 19. Röntgenaufnahmen von Dachschieferplatten mit Tentaculiten. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **99**, S. 18—21, 1 Taf., Wiesbaden 1968.
- 22. Zur Fortführung und Intensivierung der Hunsrückschiefer-Forschung. — Der Aufschluß, **19**, S. 136—139, Göttingen 1968.
- 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.

Tafelerklärung

Tafel 1

Röntgenaufnahme einer ca. 0,8 cm dicken Dachschieferplatte mit Crinoideengrus. $\times 1,6$.

Fundort: Halde der Dachschiefergrube Obereschenbach bei Bundenbach. Die Röntgenaufnahme wurde von Herrn Professor Dr. W. STÜRMER, Erlangen, ausgeführt.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	p. 117-120	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	----------------

Essai sur les relations du maxillaire et du palatin dans la région orbito – temporale des Rongeurs

Par

RENÉ LAVOCAT, Montpellier*

Je suis heureux de dédier cette étude à mon excellent collègue et ami le Professeur TOBIEN en témoignage d'amitié et d'admiration.

Dans les mammifères dont la position des dents par rapport à la fosse orbito-temporale est restée proche du plan primitif, le maxillaire joue dans la constitution de la paroi interne de la fosse temporale un rôle réduit, en raison du fait que les dents, et partant l'os où elles sont implantées, sont situées essentiellement en position antérieure par rapport à la fosse elle-même.

Chez les Rongeurs les dents, comme on le sait, se trouvent en règle générale non plus en avant mais à l'aplomb de la dite fosse, et il s'ensuit que le maxillaire joue toujours un rôle important dans la constitution de la paroi interne de celle-ci. Mais les rôles relatifs du maxillaire et du palatin dans la constitution de cette paroi sont notablement différents suivant les groupes de Rongeurs. Le trou sphéno-palatin joue un rôle important dans la distinction des types morphologiques, que l'on peut, pour le moment ramener à deux.

Dans le premier type, le trou sphéno-palatin marque la limite entre le maxillaire, à l'avant, et le palatin à l'arrière de cet orifice.

Dans le second type, le maxillaire entoure complètement l'orifice en question et occupe la majeure partie de la surface attribuée dans le premier type au palatin, celui-ci se trouvant réduit à une mince lame osseuse bordant le maxillaire à proximité du trou déchiré antérieur. Certaines observations, qu'il conviendrait de compléter, permettent de penser que la progression vers l'arrière du maxillaire serait toute superficielle, l'os recouvrant d'une mince feuille le palatin qui demeure pour constituer le massif osseux sous-jacent.

Arctomys et *Sciurus* appartiennent au premier type.

Dans *Arctomys* le trou sphéno-palatin, rond, de diamètre correspondant à peu près

*) Adresse de l'auteur: Prof. Dr. R. LAVOCAT, Directeur du Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, Université des Sciences et Techniques, 34 Montpellier, France.

à la moitié du foramen optique, est situé sensiblement à la verticale du bord antérieur de M³. La suture fronto-maxillaire, très denticulée, descend obliquement depuis le bord postérieur du lacrymal jusqu'au renflement globulaire qui surplombe l'orifice sphéno-palatin. En ce point la suture remonte brusquement en direction du trou optique, puis repart subhorizontalement au contact de l'orbito-sphénoïde jusqu'au bord antérieur du trou choano-orbitaire, au niveau du bord antérieur du trou déchiré antérieur. Là elle atteint l'alisphénoïde et descend verticalement jusqu'au bord ventral libre de l'aile ptérygoïde externe. Un coup d'oeil superficiel pourrait laisser croire que cette suture forme tout le long de son trajet la limite du maxillaire. En réalité on constate, en premier lieu, que la portion „ptérygoïde“ de cette suture sépare le ptérygoïde non pas du maxillaire mais du palatin, bien individualisé par continuité avec la région interdentaire du palatin. Un examen plus attentif montre alors que, au dessus du trou sphéno-palatin, une suture se détache de la première et traverse le bord dorsal de cet orifice, cependant que, du bord ventral du même orifice, part une autre suture, bordant postérieurement le maxillaire, et antérieurement le palatin, aisément identifiable. Il est en effet aisé de suivre le trajet de cette suture, au travers de l'orifice post-dentaire, jusqu'au bord ventral du palatin jouxtant le bord interne de la M³. Toute la paroi osseuse postérieure au trou sphéno-palatin, limitée ventralement par cette dernière suture que nous venons de décrire, dorsalement et postérieurement par la première suture décrite au début de cet article, est donc constituée par le palatin, qui occupe ainsi une portion non négligeable de la paroi de la cavité orbito-temporale. On observe une structure comparable chez *Sciurus*, mais non chez *Castor*, qui paraît bien se rattacher au second type de structure.

Nous avons examiné un représentant des Cricétidés et un des Muridés. *Ondatra* et *Rattus*. On y observe, avec les variations dues aux modifications d'allure de la région ptérygoïde, les mêmes structures fondamentales. Le palatin forme donc, là aussi, la paroi de la région orbito-temporale située en arrière du trou sphéno-palatin.

Les choses se passent de façon bien différente chez le Phiomorphe africain *Thryonomys* que nous prendrons comme exemple du deuxième type de structure. Là, du moins en vue de surface externe, il n'existe plus aucun contact entre le palatin et le trou sphéno-palatin. La suture ventrale de l'orbito-sphénoïde, entre le trou sphéno-palatin et la fenêtre choano-orbitaire, unit cet os non pas au palatin, mais au maxillaire. Pour autant que l'on peut s'en assurer sur un crâne non désarticulé, le palatin paraît bien, sans doute, doubler intérieurement en écaille une part notable de la paroi maxillaire orbitotemporale postérieure au trou sphéno-palatin. Mais, en vue latéro-externe, il apparaît seulement comme une mince frange osseuse située entre le maxillaire et la partie dorsale de la fenêtre choano-orbitaire et allant s'appuyer sur l'orbito-sphénoïde, peu au-dessus de la fenêtre choano-orbitaire.

Dans *Bathyergus* d'Afrique, *Dasyprocta* et *Myocastor* d'Amérique du Sud, le maxillaire occupe également toute la paroi postérieure au trou sphéno-palatin. L'extrême hypsodontie de genres comme *Lagostomus*, qui entraîne des modifications du maxillaire, rend un peu plus délicates à observer les structures de ces genres. Pour être extrêmement prudent, et ne pas outrepasser ce que l'observation de crânes intacts permet de constater, nous dirons que c'est en partant de la structure phiomorphe que l'interprétation est la meilleure pour ces genres.

Les Hystricoidea de l'Ancien Monde présentent la même structure fondamentale, mais avec une intéressante singularité. On constate en effet que, de la suture normale fronto-maxillaire, se détache une ligne de suture qui vient fendre la partie dorsale du trou sphéno-palatin. On est naturellement tenté de considérer cette suture comme l'homologue de celle que nous trouvons placée dans la même position chez *Arctomys*, et qui dans ce genre sépare le maxillaire du palatin. Mais une telle interprétation s'avère impossible car, d'un côté on ne découvre au bas de l'orifice aucune suture alors qu'il en existe une, rappelons le, chez *Arctomys*; d'un autre côté, par contre, la suture séparant, tout à fait postérieurement, le véritable palatin du maxillaire est très visible et correspond exactement à ce que l'on observe chez *Thryonomys*. Le maxillaire a donc la même extension que dans ce dernier genre, et la pseudo-suture dorsale en litige doit être considérée comme une fissure de repli intraosseux, correspondant sans doute au mode de formation de l'os autour de l'orifice. C'est une fissure, et non une vraie suture. Ces observations concernant les Hystricoidea ont été faites chez *Atherurus africanus* et *Hystrix malaccensis*.

Il est très intéressant de constater qu'une telle structure se retrouve dans le Nouveau Monde chez *Coendu* qui se situe morphologiquement par rapport aux Caviomorphes comme les Hystricoidea par rapport aux Phiomorphes. Quelles que soient les autres conclusions que l'on puisse éventuellement être amené à tirer de cette ressemblance, il en est une que l'on peut noter dès maintenant : la présence de cette fissure, pseudo-suture, dans un groupe que tout le monde considère comme directement apparenté aux autres Caviomorphes (qui montrent les relations maxillaire-palatin du type *Thryonomys*) appuie l'idée que l'on ne saurait se baser sur cette „anomalie“ pour écarter les Hystricoidea des Phiomorphes.

Castor, que nous avons examiné, paraît bien entrer dans le type illustré par *Thryonomys*, sans que cela implique une parenté particulière.

Chez les Cténodactylidés, la suture entre le maxillaire et le palatin se situe tout à fait derrière les dents jugales et passe directement en direction sagittale. Le maxillaire remplit à lui seul — l'hypsodontie des dents aidant — tout l'espace jusqu'au trou déchiré antérieur, dont il forme la limite, sauf à la partie tout à fait ventrale.

Si l'on s'en réfère à ce que l'on connaît chez les autres mammifères, on est incliné à penser que la structure vue dans *Arctomys*, notre premier type, serait la plus primitive. Cependant, d'après la figure de A. E. WOOD, *Paramys* semblerait présenter une structure du type de *Thryonomys*. A. E. WOOD ne montre en effet aucune suture séparant le palatin du maxillaire au niveau du trou sphéno-palatin. Dans *Sciuravus* M. DAWSON indique qu'il est impossible de voir si la bordure postérieure du trou sphéno-palatin est formée par le maxillaire ou par le palatin. Pour notre part, nous considérerons comme assez probable que *Paramys* était du type retrouvé dans *Arctomys*. Mais, le spécimen étant âgé, la suture peut s'être complètement soudée, comme on voit le fait se produire chez les Muridés où la suture de séparation maxillo-palatin s'oblitére avec l'âge. De toutes façons, il est impossible de conclure sur ce point sans procéder dans cette optique à un nouvel examen des échantillons.

L'identité de structure constatée sur le point qui nous occupe entre Phiomorphes et Caviomorphes est un élément qui s'ajoute à beaucoup d'autres pour appuyer la notion de relations phylétiques entre les deux groupes.

Bibliographie

- DAWSON, M. R., 1961: The skull of *Sciuravus nitidus*, a middle Eocene Rodent. — Postilla Yale Peabody Museum, **53**, 1961, 13 p., 5 pl.
- WOOD, A. E., 1962: The early Tertiary rodents of the family Paramyidae. — Trans. Am. Phil. Soc., **52**, part 1, 261 p., 91 fig.

Nachweis von Färbungsmustern an tertiären Bivalven unter UV-Licht

Von

FR. OTTO NEUFFER, Mainz*

Mit 3 Tafeln

Kurzfassung: Luminiszenz (Phosphoreszenz — Fluoreszenz) tritt, durch unterschiedliche Substanzen — organische wie anorganische — verursacht an bestimmten Stellen fossiler Bivalvenschalen auf, insbesondere auf der Oberfläche der Schale und an den Ansatzstellen der Muskeln. Die Luminiszenz der Schalenoberfläche ist meist zurückzuführen auf ihre ehemalige Pigmentierung. Somit lassen sich ehemalige Färbungsmuster durch Luminiszenz unter UV-Licht nachweisen. Hierfür werden Beispiele aus folgenden Familien gegeben: Glycymeridae, Carditidae, Crassatellidae, Cardiidae, Corbiculidae und Veneridae. Das Material stammt aus Fundstellen des Pariser-, Mainzer- und Wiener Beckens und verteilt sich auf das Eozän, Oligozän und Miozän.

Abstract: Luminiscence (Phosphorescence — Fluorescence) caused by organic or inorganic components, appears at various parts of fossil bivalve shells, especially at the surface and at the areas of the muscle insertions. The luminiscence of the surface originates in most cases in former pigmentation. Therefore it is possible to detect former colour patterns of fossil shells by luminiscence under UV-light. To exemplify this bivalve shells of the following families are figured: Glycymeridae, Carditidae, Crassatellidae, Cardiidae, Corbiculadae and Veneridae. The material originates from Eocene to Miocene beds in the Paris-, Mainz-, and Vienna Basin.

Einleitung

Färbung und Skulptur wurden schon immer als Beurteilungskriterien wechselnder Bedeutung bei der Untersuchung von Molluskengehäusen herangezogen. Von verschiedenen Autoren (u. a. COMFORT 1951; WRIGLEY 1948) wurde an rezenten Beispielen auf ihre Beziehungen zueinander, sowie ihre jeweilige Bedeutung für systematische und phylogenetische Zusammenhänge innerhalb der Mollusken hingewiesen. Im Allgemeinen steht dem Paläontologen aber für die Beurteilung fossiler Mollusken lediglich die Skulptur des Gehäuses zur Verfügung. Es kann jedoch für die Zuordnung z. B. einer Bivalvenschale von ausschlaggebender Bedeutung sein, ob und vor allem wie diese Schale einmal gefärbt war. Nur in wenigen Ausnahmefällen ist aber die ehemalige

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. FR. O. NEUFFER, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Färbung an fossilen Molluskengehäusen erhalten geblieben. FOERSTE (1930) behandelte in einer zusammenfassenden Arbeit sämtliche, ihm damals bekannten Vorkommen fossiler Farberhaltung bei Evertebraten. Die Zahl der Nachweise konnte seit dieser Zeit nicht mehr wesentlich erweitert werden (FELDMANN 1968). FOERSTE konnte für die Bivalven des Tertiärs nur 6 Beispiele anführen, dagegen 224 für die Gastropoden. Diese recht ungleiche Verteilung der Farberhaltung kann nach Vergleichen mit rezenten Mollusken keinesfalls den ehemaligen Verhältnissen entsprochen haben, und dürfte auf die bei Gastropoden stärker ausgeprägte Fähigkeit, ihre Farben auch fossil zu erhalten, zurückzuführen sein. Auch zur Tertiärzeit haben die Bivalven — insbesondere in Litoralfaunen — einen ähnlich hohen Anteil an gefärbten Arten erhalten wie heute (FORBES 1854; LADD 1957).

Schon BORN (in MIETHE & BORN, S. 355) hat auf die Möglichkeit hingewiesen, Reste von ehemaligen Färbungsmustern an fossilen Molluskenschalen, durch Beleuchtung mit ultraviolettem Licht sichtbar zu machen. NUTTALL (1969, S. N 72) betonte, daß diese Methode besonders für tertiäre Faunen erfolgsversprechend sei, wozu er auch einige Abbildungen dieser Erscheinung brachte.

Im folgenden sollen einige zusätzliche Beobachtungen mitgeteilt werden, die sich auf den Nachweis der Luminiszenz bei Molluskenschalen im allgemeinen und insbesondere von Färbungsmustern an fossilen Bivalvenschalen beziehen.

Luminiszenz:

Zur Luminiszenz gehören die Fluoreszenz und die Phosphoreszenz. Bei diesen Phänomenen wird von unterschiedlichen Stoffen Erregerlicht bestimmter Wellenlänge absorbiert und als Licht, meist längerer Wellenlänge wieder emittiert. Sowohl die absorbierte, wie die emittierte Strahlung können dem sichtbaren wie unsichtbaren Teil des Strahlenspektrums angehören.

Fluoreszenz bedeutet bekanntlich, daß die Emission sofort aufhört, wenn die Bestrahlung mit Erregerlicht unterbrochen wird (Abklingzeit ca. 10^{-8} sec). Werden nach Aussetzen des Erregerlichts von dem luminiszierenden Stoff noch über eine geringe Zeitspanne Strahlen emittiert, so nennt man diese Erscheinung definitionsgemäß Phosphoreszenz (Abklingzeit bis zu einigen Sekunden) (TAUSCH 1964, S. 111). Beide Formen der Luminiszenz sind an dem im folgenden dargestellten Material zu beobachten. Auf die Phosphoreszenz wird in dieser Arbeit nicht näher eingegangen. Es war dem Verfasser nicht immer möglich, beide sich oft überlagernden Phänomene bei dem vorgelegten Material immer genau zu trennen. Soweit es möglich war, wird besonders darauf hingewiesen.

Material:

Die untersuchten Bivalven befinden sich in der Sammlung des Paläontologischen Institutes der Universität in Mainz und sind dort unter den jeweils angegebenen Katalognummern (PIM Nr. . . .) aufbewahrt. Die zur Abbildung gebrachten Formen stammen aus verschiedenen Stufen und Fundpunkten des Eozäns, Oligozäns und Miozäns im Pariser-, Mainzer- und Wiener Becken. Es wurden nur einige typische Beispiele mit sehr gut erkennbaren, luminiszierenden Färbungsmustern abgebildet. In einer gesonderten Arbeit wird der Verfasser die Färbungsmuster tertiärer Pectiniden behandeln.

Untersuchungsmethode:

Die Untersuchungen sowie die fotografischen Arbeiten wurden am Panphot der Fa. LEITZ mit der Auflichtausstattung für Makrountersuchungen durchgeführt. Als Lichtquelle für das Erregerlicht diente ein Quecksilber-Höchstdruckbrenner (HBO 200). Die ultraviolett-durchlässigen Schwarzgläser UG 1 (2 mm) und UG 5 (3 mm) (Jenaer Glas-

werke Schott & Gen., Mainz) wurden als Erregerfilter, zusammen mit einem farblosen Wärmeschutzfilter benutzt. Bei den fotografischen Aufnahmen wurde ein einfaches gelbgrünes Farbglas vor das Objektiv geschaltet. Zur Anfertigung von Farbaufnahmen empfiehlt es sich jedoch, die entsprechend aufeinander abgestimmten Filterkombinationen zu verwenden, wie sie von verschiedenen Autoren z. B. in der Fluoreszenzmikroskopie angegeben werden (JACOB 1969; GÖKE 1970 u. a.). Die Aufnahmen erfolgten auf AGFA Isopan IFF 15 DIN. Es ergaben sich bei halbgeöffneter Blende des Makro-Summar (LEITZ, Summar 1:4,5; $f = 12$ cm) Belichtungszeiten von 80—120 sec.

Das Material wurde keiner Sonderbehandlung unterzogen. An den Schalen wurde lediglich das umgebende Sediment sorgfältig entfernt und, soweit es ihre Festigkeit zuließ, unter normalem Leitungswasser gewaschen. Der Anteil der Schalen mit gut sichtbaren, fluoreszierenden Färbungsmustern war bei dem untersuchten Material einmal von Art zu Art verschieden, aber auch eindeutig abhängig vom Erhaltungszustand bzw. Fundort. Während bei *Polymesoda (P.) convexa convexa* (BRONGNIART) bis auf wenige Exemplare alle Fluoreszenz mehr oder weniger deutlich zeigten, war bei *Laevicardium (L.) cingulatum* (GOLDFUSS) genau das Gegenteil der Fall: bei dieser Form fluoreszierten nur ganz wenige Schalen. Die Abhängigkeit vom Fundort machte sich sehr deutlich bemerkbar bei der Art *Crassatella (C.) bronni* (MERIAN in SANDBERGER): der Prozentsatz an fluoreszierenden Einzelklappen schwankte zwischen den einzelnen Fundorten doch recht beträchtlich: Weinheim ca. 5%; Welschberg/Waldböckelheim ca. 20%; Kreutzberg/Bretzenheim 60%; (alle Mainzer Becken — Meeresand).

In einigen Fällen wurden fluoreszenzspektrographische Untersuchungen durchgeführt und die Maxima der Absorption und der Emission gemessen; diese Maxima lagen alle etwa bei 290 nm bzw. 450 nm. Welche chemischen Verbindungen für die Lumineszenz in den Schalen verantwortlich sind konnte noch nicht ermittelt werden. COMFORT (1950, S. 80) hat für rezente Mollusken nachgewiesen, daß Schalen, welche Porphyrine als Pigmente enthalten, unter ultraviolettem Licht Lumineszenz zeigen. Die vom Verfasser an fossilem Material vorgenommenen ersten chemischen Untersuchungen legen die Vermutung nahe, daß überwiegend die Reste fossil erhaltener, organischer Substanzen die Fluoreszenz verursachen. Weitere Untersuchungen in dieser Richtung werden zur Zeit in Zusammenarbeit mit dem Anorg. Chem. Institut der Universität Mainz durchgeführt und sollen nach Abschluß publiziert werden.

Vorkommen der Lumineszenz an Bivalvenschalen

An verschiedenen Stellen — vor allem fossiler Bivalvenschalen — kann je nach Erhaltungszustand, sowie abhängig von ihrer systematischen Zugehörigkeit, Lumineszenz beobachtet werden. Die wichtigsten Stellen sind:

1. Der Bereich des Ligaments (sofern Teile fossil erhaltengeblieben sind).
2. Die Oberfläche des Ostrakums¹⁾ (infolge der ehemaligen Färbung).
3. Innerhalb des gesamten Ostrakums (ebenfalls infolge der früheren Färbung).

¹⁾ Zur Terminologie siehe Treatise on Invertebrate Paleontology, N I, Kansas 1969, S. N 73f.

4. Die Ansatzstellen der Muskeln auf der Innenseite der Schale (Myostrakum, s. OBERLING 1964).
5. Die gesamte Schale (Ostrakum und Hypostrakum, meist bedingt durch fein verteilte organische Stoffe in der kalkigen Grundmasse der Schale).

Die Lumineszenz kann neben den fossil erhaltenen Resten organischer Substanzen (dies betrifft vor allem die luminiszierenden Färbungsmuster des Ostrakums) auch von anorganischen Stoffen hervorgerufen werden, die z. B. als Spurenelemente in die Schalen aufgenommen wurden und dadurch die häufig auftretenden, diffus verteilten Lumineszenzerscheinungen der gesamten Schale verursachen.

Die fotografischen Aufnahmen der Lumineszenzmuster geben meist eine negative Abbildung der ehemaligen Färbung wieder. Dies ist deutlich beim Vergleich der Figuren 1a und 1b (Taf. 2) zu sehen. Es luminisieren bei diesem Beispiel die ehemals dunkel gefärbten Teile der Schale (Taf. 2 Fig. 1 a) und erscheinen dadurch in der fotografischen Abbildung als helle Streifen auf dunkler Schale (Taf. 2 Fig. 1 b). Allerdings ist der Befund nicht immer so eindeutig wie an diesem Beispiel. Die hellen fluoreszierenden Muster können sich auch dadurch ergeben, daß auf einer insgesamt hell luminiszierenden Schalenoberfläche infolge einer früheren allgemeinen dunklen Pigmentierung, jetzt an den durch andere ehemals hellen Pigmenten gefärbten Stellen Lumineszenzlöschung erfolgt. Damit weisen die früheren hellen Stellen der Schale Lumineszenz auf und bleiben somit auch in der fotografischen Abbildung hell. Welche der beiden Möglichkeiten im jeweiligen Fall verwirklicht ist, läßt sich meist nur über Analogieschlüsse zu Färbungsmustern rezenter, verwandter Formen und nach einer genaueren Analyse der Variation im Färbungsmuster entscheiden (WRIGLEY 1948, S. 207).

Beschreibung der untersuchten Formen

Die Beschreibung folgt den Lumineszenzmustern, welche die Schalen der untersuchten und abgebildeten Arten unter ultraviolettem Licht aufweisen. Bei den angegebenen Untersuchungsbedingungen (S. 122) sind es hauptsächlich gelbe bis gelb-grüne Fluoreszenzfarben, die an den untersuchten Schalen auftreten. Soweit Phosphoreszenz nachgewiesen werden konnte, zeigte sie eine hellgelbe Farbe.

Zum Vergleich werden jeweils rezente, verwandte Formen angegeben, welche heute noch das gleiche oder zumindest ein ähnliches Färbungsmuster aufweisen, wie es bei den entsprechenden fossilen Arten unter ultraviolettem Licht zu sehen ist.

1. Glycymeridae

1.1. *Glycymeris (Glycymeris) dispar* (DEFRANCE 1826)

Taf. 1 Fig. 2 a, b

Fundort: Grignon, Pariser Becken; Fundschicht: Lutet, Eozän. — Auf dem größtenteils dunklen Hintergrund der Schalenoberfläche sind unregelmäßig zickzackartig verlaufende, geflammt Muster zu erkennen. Sie treten an den Schalenrändern deutlicher hervor als auf der Klappenmitte und der Wirbelregion. Sie zeigen keinerlei Beziehung zu den deutlich sichtbaren Anwachslinein.

1.2. *Glycymeris (Glycymeris) pulvinata* (LAMARCK 1819)

Taf. 1 Fig. 1a, b

Fundort: Chaumont, Pariser Becken; Fundschicht: Lutet, Eozän. — Es sind vier, mehr oder weniger konzentrisch verlaufende, flammenförmig gezackte, oszillogrammartige Bänder festzustellen, welche am hinteren Rand der Schalenoberfläche stärker als am vorderen ausgeprägt sind. Die Bänder sind hier ebenfalls nicht an die Zuwachsringe gebunden. Unter der Lupe zeigt sich eine gewisse Abhängigkeit von den nicht sehr stark hervortretenden Radialrippen. Die fluoreszierenden Stellen beschränken sich fast völlig auf die Rippen und lassen die Zwischenräume frei. Nur am Hinterrand der Schale tritt auch Fluoreszenz in den Zwischenräumen der Rippen auf.

1.3. *Glycymeris* sp.

Taf. 1 Fig. 3 a, b

Fundort: Damery, Pariser Becken, Fundschicht: Lutet, Eozän. — Bei dieser Form sind sehr zahlreiche, dünne oszillogrammartig gezackte, unregelmäßig konzentrisch angeordnete Linien zu sehen. Sie gehen zum Ventralrand unter ständiger Abnahme ihrer Zackenhöhe in echte konzentrische Bänderung über. Am Ventralrand selbst verlaufen sie dann parallel den erkennbaren Zuwachsringen.

1.4. *Glycymeris (Glycymeris) angusticostata* (LAMARCK 1807)

Taf. 1 Fig. 4 a, b

Fundort: Auvers-St.-Georges, Pariser Becken; Fundschicht: Stamp, Oligozän. — Die Schale weist 3–5 konzentrische Bänder auf, deren Ausbildung in der Breite sehr unregelmäßig und verwaschen erscheint. Die Fluoreszenz tritt sowohl auf den Rippen als auch in deren Zwischenräumen auf. Es ist deutlich eine Abhängigkeit von den unter Tageslicht erkennbaren größeren Wachstumsstadien zu erkennen.

Alle hier untersuchten Glycymeriden-Schalen sind bei Tageslicht mehr oder weniger gleich, weiß gefärbt und zeigen keinerlei Andeutung für die unter ultraviolettem Licht erkennbaren Muster.

Die beschriebenen Arten weisen alle deutlich eine von der Fluoreszenz der Musterung unterscheidbare Phosphoreszenz der gesamten Schalensubstanz auf.

Auf der Innenseite der Schalen fluoreszieren meist sehr stark die Ansatzstellen der Muskeln (Taf. 1 Fig. 5 a, b) und sofern noch Reste des Ligaments erhalten geblieben sind, ist auch auf der Ligamentfläche Fluoreszenz zu beobachten.

Ein Vergleich mit den Färbungsmustern rezenter Vertreter der Familie der Glycymeridae läßt den Schluß zu, daß die hier abgebildeten Fluoreszenzerscheinungen sich eindeutig auf ehemalige Färbungsmuster zurückführen lassen. Unter den recht zahlreichen lebenden Vertretern mit vergleichbarer Färbung sei nur auf *Glycymeris glycymeris* (LINNE 1758) verwiesen.

2. Carditidae

2.1. *Cardiocardita (C.) partschi* (GOLDFUSS 1840)

Taf. 2 Fig. 3a, b

Fundort: Ritzing, Wiener Becken; Fundschicht: Torton, Miozän. — Die Klappe ist recht deutlich flammenförmig gemustert. Die Fluoreszenz ist nur auf den Rippen und nicht in deren Zwischenräumen zu beobachten, so daß eigentlich nur ein scheinbar flammenförmiges Muster erreicht wird. Auf der Innenseite dieser Art konnte an den vorliegenden Exemplaren keine Fluoreszenz festgestellt werden. Dies dürfte in dem vorliegenden Fall m. E. auf den Erhaltungszustand zurückzuführen sein.

Mehrere rezente Vertreter der Familie der Carditidae aus dem Atlantik weisen diese Art der Musterung in ihrer Färbung auf, z. B. *Cardita (Glans) trapezia* (LINNE 1767).

3. Crassatellidae

3.1. *Crassatella (Crassatina) bronni* (MERIAN in SANDBERGER 1863)

Taf. 2 Fig. 5a, b

Fundort: Weinheim, Mainzer Becken; Fundschicht: Rupel, Oligozän. — Die Art zeigt eine sehr variable, flammenförmig gezackte Musterung welche sehr intensiv fluoresziert: Die Muster werden von den konzentrischen Rippen nicht beeinflußt. Die Ansatzstellen der Muskeln auf der Schaleninnenseite fluoreszieren nur schwach.

Auf keiner der untersuchten Klappen konnte im Tageslicht ein Hinweis auf das ehemalige, nur unter UV-Licht sichtbare Muster gefunden werden. Bei den rezenten Vertretern dieser Familie gibt es m. E. nur zwei Arten, welche das gleiche Färbungsmuster besitzen: *Crassatella (Crassatina) triquetra* (REEVE) und *Crassatella (Crassatina) divaricata* (SCHRÖTER), beide Atlantik, Westküste Afrikas.

4. Cardiidae

4.1. *Laevicardium (Laevicardium) cingulatum* (GOLDFUSS 1834)

Taf. 2 Fig. 4a, b

Fundort: Waldböckelheim, Mainzer Becken; Fundschicht: Rupel, Oligozän. — Das fluoreszierende Muster setzt sich aus einzelnen, auf den Rippen verlaufenden, hellen Streifen zusammen. Stellenweise setzt die Fluoreszenz auf einzelnen oder mehreren nebeneinander liegenden Rippen aus. Dadurch ergibt sich im Gesamtbild der Eindruck, einzelner unterschiedlich breiter Strahlenbündel. Die Rippenzwischenräume bleiben im allgemeinen fluoreszenzfrei. Die Muskelansatzstellen der Schaleninnenseite besitzen eine ausgeprägte Fluoreszenz im UV-Licht.

Von dem im ultravioletten Licht sichtbaren Muster ist an den im Normallicht weißen Schalen nichts zu bemerken. Dem Verfasser ist nur ein einziger lebender Verwandter dieser Art bekannt, welcher ein ähnliches Muster besitzt: *Nemocardium (Keenaea) samarangae* (MAKIYAMA) aus dem pazifischen Ozean.

5. Corbiculidae

5.1. *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa convexa* (BRONGNIART 1822)

Taf. 2 Fig. 1 a, b; 2 a, b

Fundort: 1 km N Sprendlingen/Kreuzn.; Mainzer Becken; Fundschicht: Chatt, Oligozän.

Diese Art weist ein aus zwei Komponenten zusammengesetztes Muster auf. Nämlich einmal aus radial angeordneten Bändern und zweitens zusätzlichen konzentrisch ausgebildeten Streifen, die allerdings nicht immer ausgebildet sind. Auch auf dem ventralen Innenrand der Schalen sind die fluoreszierenden radialen Streifen zu sehen. Dies zeigt deutlich, daß die ehemalige Pigmentierung, welche die radialen Streifen verursachte, das gesamte Ostrakum durchdrungen hat (Taf. 2 Fig. 2 a, b).

Im Tageslicht lassen sich die Radialstreifen an einigen sehr gut erhaltenen Exemplaren noch schwach erkennen (Taf. 2 Fig. 1 a). Lebende Arten dieser Familie mit ähnlicher Musterung sind dem Verfasser nicht bekannt.

6. Veneridae

6.1. *Callista (Macrocallista) laevigata* (LAMARCK 1806)

Taf. 3 Fig. 1 a, b

Fundort: Grignon, Pariser Becken; Fundschicht: Lutet, Eozän. — Die im ultravioletten Licht zu beobachtende Musterung der Schale setzt sich aus zwei Komponenten zusammen. Einmal sind konzentrische, parallel den Zuwachslinien verlaufende Bänder zu erkennen; zum anderen erscheinen radiale Streifen. Die Kreuzungspunkte der beiden Elemente sind durch besonders intensive Fluoreszenz ausgezeichnet. Fluoreszenz der Muskelansätze ist auch bei dieser Form vorhanden.

6.2. *Callista (Macrocallista) splendida* (MERIAN in DESHAYES 1857)

Taf. 3 Fig. 2 a, b

Fundort: Bretzenheim, Mainzer Becken; Fundschicht: Rupel, Oligozän. — Diese Art zeigt das gleiche Färbungsmuster wie *Callista (M) laevigata*. Unterschiede bestehen nur in der Breite der radialen wie auch der konzentrischen Elemente, was allerdings noch innerhalb der Variation des Färbungsmusters liegt.

6.3. *Pitar (Cordiopsis) polytropa suborbicularis* (GOLDFUSS 1840)

Taf. 3, Fig. 3 a, b

Fundort: Ormoy, Pariser Becken; Fundschicht: Stamp, Oligozän. — Die beiden abgebildeten Klappen dieser Art zeigen nur wenige dunkle, radial angeordnete Streifen, auf der sonst hell fluoreszierenden Schalenoberfläche. Es ist anzunehmen, daß die Färbung beim lebenden Tier fast die ganze Schale bedeckt hatte und nur

die im UV-Licht dunkel verbleibenden Streifen ohne Färbung, also hell gewesen waren. Ein sehr feines konzentrisches Muster ist an anderen Exemplaren dieser Art deutlicher zu sehen als an den abgebildeten Stücken. Die Muskelansätze fluoreszieren recht deutlich.

6.4. *Callista* sp.

Taf. 3 Fig. 4a, b

Fundort: Hédouville, Nordfrankreich; Fundschicht: Barton, Eozän. — Diese Form weist ein recht ähnliches fluoreszierendes Muster wie *Callista (M.) laevigata* und *Callista (M.) splendida* auf. Allerdings treten die konzentrischen Elemente stärker in den Hintergrund und sind nur an den seitlichen Rändern der Schale gut zu beobachten. Auch hier ist die Fluoreszenz der Muskelansätze auf der Schaleninnenseite, wie bei all den anderen hier beschriebenen Arten der Familie, deutlich zu sehen.

Im Tageslicht sind bei allen beschriebenen Formen an sehr gut erhaltenen Exemplaren die radialen Streifen schwach zu erkennen. Das Grundprinzip der unter UV-Licht sichtbaren und hier abgebildeten Färbungsmuster ist heute noch an verschiedenen Vertretern der Familie der Veneridae zu sehen. Als Beispiel mögen die beiden Arten *Callista (Macrocallista) nimbose* (LIGHTFOOT) aus dem Mexikanischen Golf und *Pitar venetianum* (LAMARCK) aus dem Mittelmeer genügen.

Schlußbemerkung

Die Erscheinungen der Luminiszenz haben heute einen sehr weiten Anwendungsbereich in den Geowissenschaften gefunden und werden zu den verschiedensten Zwecken benutzt. Wenig Beachtung fand bis jetzt jedoch die Möglichkeit mittels UV-Beleuchtung ehemalige Färbungsmuster fossiler Molluskengehäuse sichtbar zu machen. Dies dürfte einerseits darauf zurückzuführen sein, daß gut erhaltenes Material Voraussetzung für den Erfolg dieser Methode ist. Andererseits sind die Rezent-Malacologen weitgehend davon abgekommen, die Färbung als wesentliches Kriterium zur Artbestimmung heranzuziehen, so daß für den Paläontologen erst recht kein Anlaß bestand, sich mit der Färbung der Molluskengehäuse, die er untersuchte, zu beschäftigen. Trotzdem fand aber, die weit seltener zu beobachtende und dadurch natürlicherweise weniger aufschlußreiche, sichtbare fossile Farberhaltung immer ein großes Interesse, wie aus der recht ausgedehnten Literatur hierüber ersichtlich ist. Die Absicht dieser Arbeit war es daher, nochmals an einigen Bivalven von den verschiedensten tertiären Fundpunkten, die erfolgreiche Anwendung dieser Methode zu demonstrieren, die sich als zusätzliches Hilfsmittel bei der Bearbeitung von Mollusken, vor allem für den an tertiären Faunen interessierten Paläontologen, erweist (vgl. auch BOHN et al. 1966).

Für die vielen anregenden Diskussionen im Zusammenhang mit dem Problem Färbung danke ich allen Mitarbeitern des Paläontologischen Institutes in Mainz. Für technische Hilfe beim Aufbau des Panphot bin ich Herrn Dr. K. STAPF, Geologisches Institut in Mainz, verpflichtet. Besonderen Dank schulde ich Herrn Prof. Dr. K. ROTHAUSEN,

Paläontologisches Institut in Mainz, für die kritische Durchsicht des Manuskripts dieser Arbeit. Herrn Dr. K. BALLSCHMITER, Institut für Anorganische Chemie und Kernchemie, sei für sein Interesse und Hilfe bei den bereits durchgeführten und den noch laufenden chemischen und fluoreszenz-spektrographischen Untersuchungen auch an dieser Stelle mein Dank ausgesprochen.

Schriftenverzeichnis

- BOHN, P., HAVAS, M. B. & LÉNARD, T.: Fluoreszenz-Untersuchungen in der Geologie. — *Földt. közl.*, **96**, S. 460—468, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Budapest 1966.
- COMFORT, A.: Biochemistry of molluscan shell pigments. — *Proc., Malacol. Soc. London*, **28**, S. 79—85, London 1950.
- The pigmentation of molluscan shells. — *Biol. Rev.*, **26**, S. 285—301, Cambridge 1951.
- FELDMANN, R.: Color pattern on a cretaceous tellinid bivalve. — *Journ. Pal.*, **42**, S. 94 bis 95, Tulsa/Oklah. 1968.
- FOERSTE, A.: The colour patterns of fossil cephalopods and brachiopods, with notes on gasteropods and pelecypods. — *Univ. Michigan, Mus. Pal. Contr.*, **3**, S. 109—150, 5 Taf., Ann Arbor 1930.
- FORBES, E.: Note on an indication of depth of primaeval seas, afforded by the remains of colour in fossil testacea. — *Proc. Roy. Soc. London*, **7**, S. 21—23, London 1854.
- GÖKE, G.: Zur Fluoreszenz von Mineralien. — *Der Aufschluß*, **21**, S. 321—324, Göttingen 1970.
- JACOB, H.: Luminiszenz-Mikroskopie der organopetrographischen Bestandteile von Sedimentgesteinen. — *Leitz. Mitt. Wiss. u. Techn.*, **4**, S. 250—254, 1 Tab., 6 Abb., Wetzlar 1969.
- LADD, H.: Introduction. — In: LADD, H. (Edit.) *Paleoecology*. — *Treatise an marine ecology and paleoecology*, **2**, S. 1—29, 1 Tab., New York 1957.
- MIETHE, A. & BORN, A.: Die Fluorographie von Fossilien. — *Pal. Z.*, **9**, S. 343—356, 6 Abb., Berlin 1928.
- NUTTALL, C.: Coloration. In: MOORE, R. C. (Edit.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part N, **1**, Mollusca 6, Bivalvia, S. N70—N72, 1 Abb., Kansas 1969.
- TAUSCH, W.: Grundlagen der Fluoreszenzmessung. — *Zeiss Inform.*, **12**, S. 111—116, 6 Abb., Oberkochen 1964.
- WRIGLEY, A.: The colour patterns and sculpture of molluscan shells. — *Proc. Malac. Soc. London*, **27**, S. 206—217, 22 Abb., 1948.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Für alle Fig. dieser Tafel: Vergrößerung: nat. Größe

a: Aufnahme unter Normallicht

b: Aufnahme unter UV-Licht

Fig. 1. *Glycymeris (G.) pulvinata* (LAMARCK 1819)
Chaumont, Eozän; (PIM Nr. F 2443)

Fig. 2. *Glycymeris (G.) dispar* (DEFRANCE 1826)
Grignon, Eozän; (PIM Nr. F 2444)

Fig. 3. *Glycymeris* sp.
Damery, Eozän; (PIM Nr. F 2445)

Fig. 4. *Glycymeris (G.) angusticostata* (LAMARCK 1807)
Auvers-St.-Goerges, Oligozän; (PIM Nr. F 2447)

Fig. 5. *Glycymeris (G.) obovata* (LAMARCK 1819)
Weinheim, Oligozän; (PIM Nr. F 2452)

Tafel 2

Für alle Fig. dieser Tafel: Vergrößerung: 1,4fach

a: Aufnahme unter Normallicht

b: Aufnahme unter UV-Licht

Fig. 1, 2. *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa convexa* (BRONGNIART 1822)
1 km N Sprendlingen/Kreuzn., Oligozän; (PIM Nr. F 2453—F 2456)

Fig. 3. *Cardiocardita (C.) partschi* (GOLDFUSS 1840)
Ritzing, Miozän; (PIM Nr. F 2559)

Fig. 4. *Laevicardium (L.) cingulatum* (GOLDFUSS 1834)
Waldböckelheim, Oligozän; (PIM Nr. F 2599)

Fig. 5. *Crassatella (C.) bronni* (MERIAN in SANDBERGER 1863)
Weinheim, Oligozän; (PIM Nr. F 2654—F 2657)

Tafel 3

Für alle Fig. dieser Tafel: Vergrößerung: 2-fach

a: Aufnahme unter Normallicht

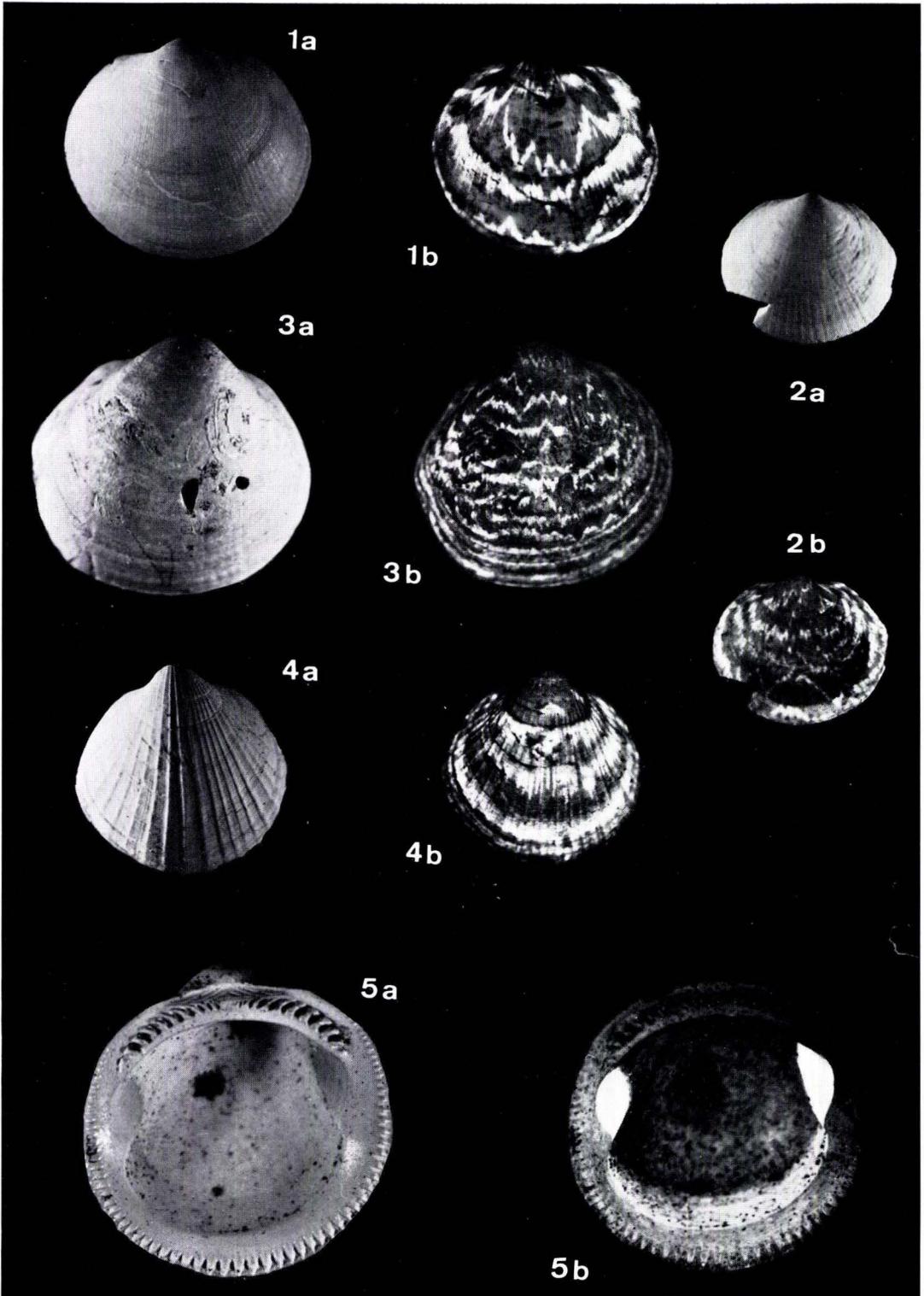
b: Aufnahme unter UV-Licht

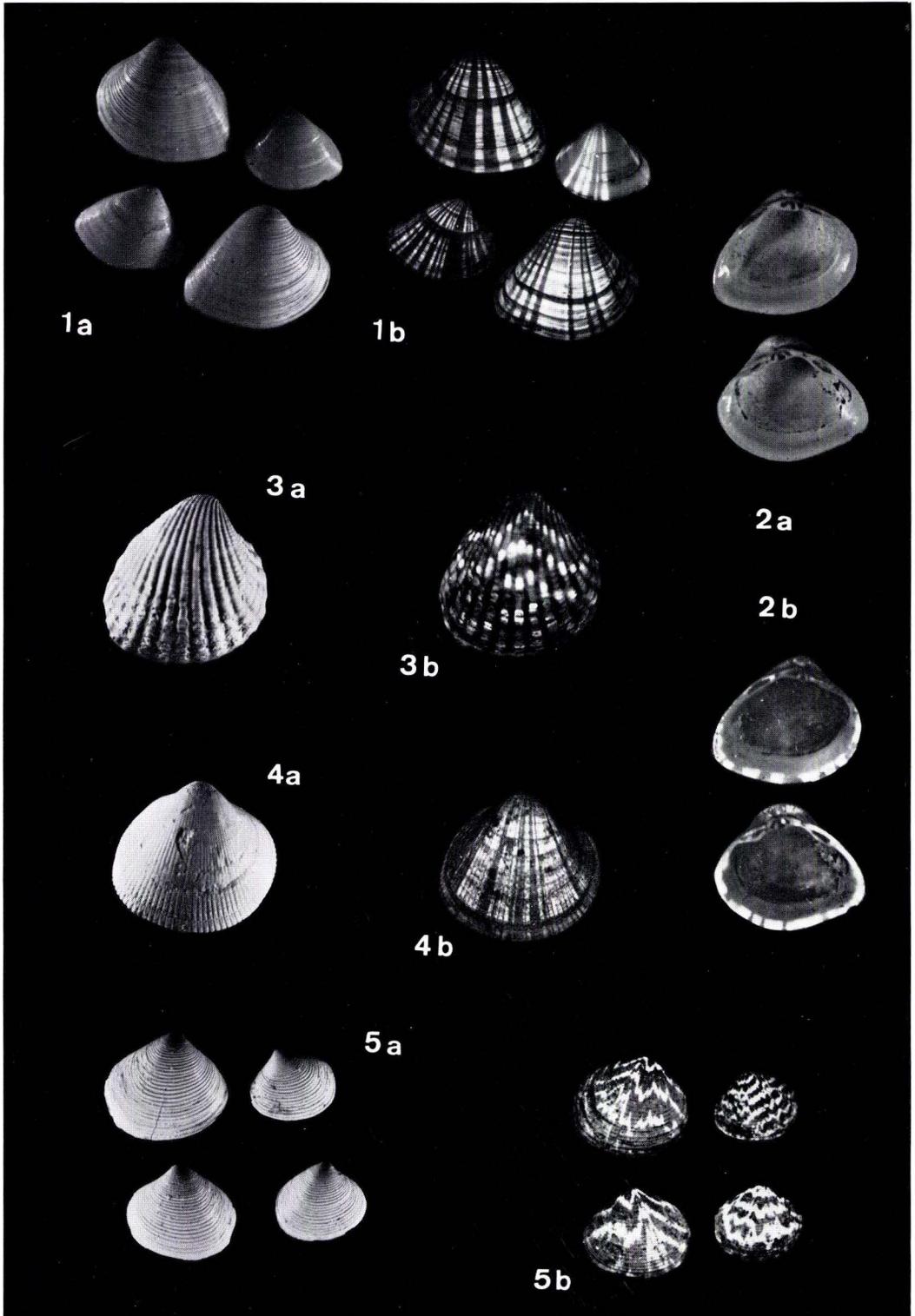
Fig. 1. *Callista (M.) laevigata* (LAMARCK 1806)
Grignon, Eozän; (PIM Nr. F 2659)

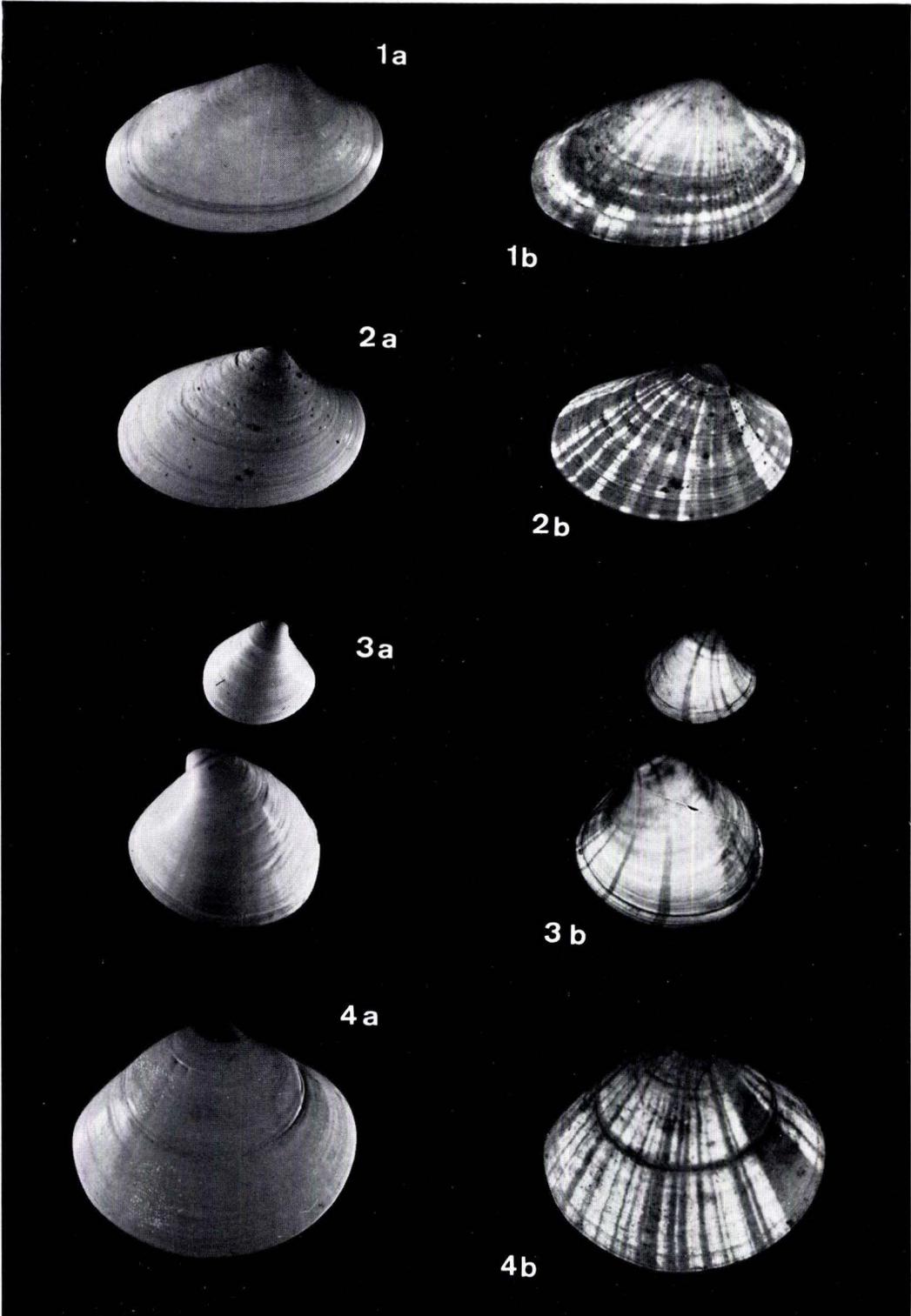
Fig. 2. *Callista (M.) splendida* (MERIAN in DESHAYES 1857)
Bretzenheim, Oligozän; (PIM Nr. F 2660)

Fig. 3. *Pitar (C.) polytropa suborbicularis* (GOLDFUSS 1840)
Ormoys, Oligozän; (PIM Nr. F 2682—F 2683)

Fig. 4. *Callista* sp.
Hédouville, Eozän; (PIM Nr. F 2670)







Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 131–148	3 Abb.	1 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	--------	----------------

Cetotheriopsis tobieni* n. sp., der erste paläogene Bartenwal (Cetotheriidae, Mysticeti, Mamm.) nördlich des Tethysraumes

Von

KARLHEINZ ROTHAUSEN, Mainz**

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Kurzfassung: Das postfaziale Fragment eines Cetotheriidae-Schädels aus dem Chattium von Lank-Latum, etwa 4 km WNW Düsseldorf-Kaiserswerth, Niederrheinische Bucht, ist der erste Beleg für das Vorkommen von Mysticeti im Paläogen der Nordhemisphäre außerhalb des Tethysraumes. Der Fund ist nach derzeitiger Kenntnis in das Genus *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871 zu stellen, das aus dem Oberoligozän des Molasse-troges mit einer Art bekannt ist. Der Fund aus dem Nordseebecken wird als *C. tobieni* n. sp. beschrieben.

Summary: The cranial fragment of a Cetotheriidae-skull from the Chattium of Lank-Latum, by 4 km WNW Düsseldorf-Kaiserswerth, Niederrheinische Bucht, Germany, is the first indication of Mysticeti in the Paleogene of the northern hemisphere out of the Tethys-area. This form, according to our knowledge, should belong into the genus *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871, which is known from the Upper Oligocene of the Molasse-basin, represented by one species. The specimen from the Nordsee-basin is described as *C. tobieni* n. sp.

Inhalt

1. Bedeutung oligozäner Cetacea	132
2. Fund eines oberoligozänen Cetotheriiden am Niederrhein	133
2.1. Fundort	133
2.2. Stratigrafische Lage	133
2.3. Diagnose und Beschreibung	135
2.4. Taxionomische Stellung	139
3. Vergleiche und Diskussion der frühen Evolution der Mysticeti	141
4. Paläogeografische Verbreitung oligozäner Mysticeti	144
5. Zusammenfassung	145
Schriftenverzeichnis	145

*) Auszugsweise vorgetragen auf der Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 1971 in Marburg.

***) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. ROTHAUSEN, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

I. Bedeutung oligozäner Cetacea

Während fossile Cetaceen aus den beiden rezent persistierenden Unterordnungen vom Untermiozän an fast auf der ganzen Erde häufig sind, gehören sie im Oligozän zu den großen Seltenheiten. Walreste aus dem gesamten Paläogen zählen aber zu den gesuchtesten Belegen für die Evolution dieser Ordnung. Insbesondere im Oligozän scheinen schon wesentliche Auffächerungen innerhalb der beiden weiterführenden Einheiten vor sich gegangen zu sein (KELLOGG 1928, S. 50, 184, 187; ROTHAUSEN 1965, S. 789; 1968, Abb. 3; THENIUS 1969, S. 483), die ihrerseits zweifellos schon spätestens im Eozän ihre Eigenständigkeit erreicht hatten (KELLOGG 1928, S. 44, 45; 1952 in COOKE & MACNEIL, S. 27; MARPLES 1956, S. 568; ROTHAUSEN 1965, S. 786, 797; 1968, S. 100).

In den letzten Jahren wurde eine Anzahl von Funden aus dem Oligozän bekannt oder erst richtig in ihrer stratigrafischen Stellung erkannt (MARPLES 1956; ROTHAUSEN 1958; 1961; 1965; 1968 a, b; 1970; THENIUS 1960; EMLONG 1966; RUSSEL 1968; MCHEDLIDZE 1970). Diese Funde beschränken sich aber weitestgehend auf Vertreter der Odontoceti, deren früheste Vorkommen im Unteroligozän der Jackson Group (South Carolina) liegen (COOKE & MACNEIL 1952, S. 27; KELLOGG *ibid.*). Bei den Odontoceti des Oligozän handelt es sich fast ausschließlich um Formen der im oberen Miozän aussterbenden Oberfamilie Squalodontoidea SIMPSON, 1945. Diese Einheit bildet, als ein von allen Evolutionslinien der Zahnwale durchlaufener „grade“, die Schlüsselgruppe für die Evolution zu den progressiveren Odontoceti (ROTHAUSEN 1965, 1967, 1968 a, b, 1970).

Paläogene Mysticeti sind noch wesentlich seltener, und der älteste bisher bekannte Vertreter dieser Unterordnung ist der aus dem Unteroligozän Neuseelands nachgewiesene Cetotheriide *Mauicetus* BENHAM, 1942 (MARPLES 1956). Im Paläogen der Nordhemisphäre ist eine einzige Form¹⁾ bekannt geworden, nämlich *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871 aus dem perimediterranen Oberoligozän, also aus dem Tethysbereich. Das Genus ist nur durch eine Art vertreten, *C. lintianus* (VON MEYER, 1849) aus den chattischen Linzer Sanden (Linz/Donau, Österreich). Auch von dieser Typusart liegt gesichert nur der Holotypus mit dem postorbitalen Fragment eines Schädels vor, dem die Schädelbasis fehlt (Taf. 3 Fig. 1, 2; EHRLICH 1852, Taf. 2 Fig. 1, 2, Taf. 3; BRANDT 1873, Taf. 19 Fig. 1—4). Möglicherweise sind weitere kraniale und postkraniale Reste aus der gleichen Fundschicht hierherzustellen (BRANDT 1873, S. 42—44, Taf. 18, Taf. 19 Fig. 5, 6; 1874, S. 6—11, Taf. 1), wobei besonders die Wirbel in dieser Zuordnung immer sehr umstritten waren (Zusammenstellung diesbezüglicher Literatur bei ABEL 1913, S. 157—160). Auch das Genus *Cetotheriopsis* wird in die nach derzeitiger Kenntnis im Pliozän ausgestorbene Familie der Cetotheriidae CAB-

¹⁾ *Pachycetus robustus* VAN BENEDEN, 1883 und *P. humilis* VAN BENEDEN, 1883 werden zwar noch als mitteloligozäne Cetotheriidae zitiert (SIMPSON 1945, S. 104; ROMER 1966, S. 393), aber nach KUHN (1935, S. 224) handelt es sich bei den zugrundeliegenden Wirbeln um Archaeoceti-Reste, deren Fundschicht (Gehlbergsschichten bei Helmstedt) neuerdings als oberstes Lutetium (Zone von Castres, sensu THALER 1966) angesprochen wird (GRAMANN 1969, S. 52). Ein Lumbalwirbel aus diesen Grünsanden (Grube Treue 4), der mir von Herrn MUNDLOS, Friedrichshall, dankenswerterweise vorgelegt wurde, stützt die Auffassung von KUHN.

RERA, 1926 gestellt, die die ursprünglichsten bisher gesichert nachweisbaren Bartenwale umfaßt.

Diese, wahrscheinlich polyphyletische Familie relativ kleiner Mysticeti könnte eine ähnlich bedeutende Stellung in der Evolution der Mysticeti einnehmen (THENIUS 1969, S. 490) wie die Squalodontoidea bei den Odontoceti, nämlich als „grade“ der Bartenwal-Evolution. Die seit langem dringliche Revision dieser Gruppe, wie sie schon SIMPSON (1945, S. 216) fordert, und die alleine das verifizieren könnte, steht trotz wichtiger, partiell revidierender Arbeiten über miozäne amerikanische Cetotheriidae durch den kürzlich verstorbenen besten Kenner fossiler Cetacea, KELLOGG (1931, 1934, 1965, 1968), nach wie vor aus.

Ein Fragment der hinteren Schädelregion eines Cetotheriiden, mit der gleichen unmittelbar praeapicalen, intertemporalen vorderen Abbruchstelle wie beim Holotypus von *C. lintianus* — hier im Gegensatz zum Linzer Fund mit erhaltener Schädelbasis — fand sich nun im Oberoligozän des tertiären Nordseebeckens in der Niederrheinischen Bucht.

2. Fund eines oberoligozänen Cetotheriiden am Niederrhein

Der Fund wurde am 3. 6. 1965 gemacht und von Herrn FRITZ VON DER HOCHT, Krefeld, geborgen, der ihn einer ersten Begutachtung durch Herrn Prof. ANDERSON am Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen zuführte. Das Stück gehört in die Privatsammlung VON DER HOCHT. Herrn VON DER HOCHT habe ich nicht nur für die Überlassung des Fragmentes zur Bearbeitung zu danken, sondern auch für die schriftliche Erklärung, es zu einem späteren Zeitpunkt der Sammlung des Paläontologischen Instituts der Universität Mainz zu übereignen. Meinem Kollegen, Herrn Prof. ANDERSON, Marburg, habe ich ebenso sehr zu danken, daß er, der den Fund als oberoligozänen Walschädelrest erkannt hatte, zugunsten des Autors auf eine Bearbeitung verzichtete.

2.1. Fundort

Das Fragment wurde in der Kiesgrube der Kieswerke WILHELM FRANGEN (D-4151 Lank-Latum, Hauptstr. 83) durch den Bagger aus dem Liegenden heraufgebracht, aber erst auf der „Überkornhalde“ (Schotter über 80 mm Durchmesser) entdeckt. Die Grube liegt am N Ortsausgang von Lank-Latum, etwa 4 km WNW Düsseldorf-Kaiserswerth und etwa 4 km SE Krefeld-Linn (Abb. 1), 50 m E der B 222 (Meßtischblatt 4606, Düsseldorf-Kaiserswerth, R 2547520, H 5686660)²⁾.

2.2. Stratigrafische Lage

Der Kiesabbau geht in der Niederterrasse (Oberkante 31 m über NN) vor sich. 2200 m N hat eine Bohrung nach Unterlagen des Geol.L.-Amtes Nordrhein-Westf., Krefeld, die Schotter durchteuft und an deren Basis „Eochattium“ angetroffen. Danach dürfte in der Umgebung der Grube der Top des Oberoligozäns bei etwa 14 m über NN liegen.

²⁾ Für die präzisen Angaben zum Fundort und zur stratigrafischen Situation bedanke ich mich ebenfalls bei den Herren VON DER HOCHT und ANDERSON.

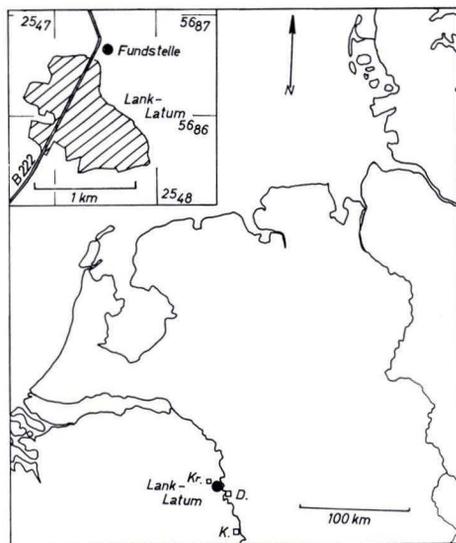


Abb. 1. Geografische Lage des Fundortes.

Eine genauere Zuordnung dieses Oberoligozäns in das obere Chattium A (entsprechend dem mittleren „Eochattium“; vergl. GRAMANN 1969, Abb. 8) ist aufgrund der dem Fundstück ursprünglich anhaftenden Invertebratenreste, wie sie, nach Mitteilung von Herrn VON DER HOCHT, durch Herrn ANDERSON bestimmt wurden, möglich. Es werden angeführt:

„*Chlamys decussata*
Laevicardium cingulatum
Corbula gibba
Dentalium kickxi
Northia bolli
Cariophyllia granulata

lt. Bestimmung durch ANDERSON am 1. 7. 1965.“

Wirbelfragmente aus dem gleichen Fundhorizont zeigen nach schriftlicher Mitteilung durch Herrn VON DER HOCHT:

„*Chlamys decussata* (häufig)
Arca speyeri
Nuculana westendorpi
Cardium kochi
Dentalium kickxi
Turritella geinitzi (häufig).“

Nach ANDERSON (z. B. 1969, S. 30, Abb. 3) ist vor allem aufgrund von *Chlamys decussata* die oben angeführte stratigrafische Lage anzunehmen. Herr ANDERSON bestätigt schriftlich, daß die Bestimmungen seinerzeit von ihm gemacht worden sein dürften. Die Fossilreste selbst sind nicht erhalten.

Der Schädelrest steckte in einer großen, sehr schweren karbonatischen Konkretion³⁾, die von Herr VON DER HOCHT unter Mühen geborgen wurde. Dieser Sammler unterscheidet 5 Typen von Konkretionen am Fundort, die dort häufig zutage kommen, aber nur in zweien finden sich Wirbeltierreste (meist Wirbelfragmente von 4—12 cm Länge).

Diese Angaben erinnern an die Knochenreste führenden karbonatischen Konkretionen in den Sanden einer bekannten Fundstelle mariner Vertebraten, der von Verkippung bedrohten (STRAUCH 1968, S. 118, 121) Grube Freudenberg in Süchteln bei Viersen/Niederrhein (ROTHAUSEN 1958; 1970, S. 4). Dort gehört die Fundschicht dem untersten Chattium A an. Wie dort besteht das Sediment, das dem Schädelrest von Lank-Latum anhaftet, aus einem glaukonitischen Sand, der hier noch unverwittert grünlich-hellgrau ist, während er dort, im Viersener Horst, an der Oberfläche anstehend, rostbraun verwittert ist.

Herr Prof. ANDERSON vermutet (schriftl. Mitteilung), daß die Konkretionen der Abtragung, von der Teile des Oberoligozäns zwischenzeitlich betroffen wurden, im Gegensatz zu den feineren Komponenten widerstanden und am heutigen Top des Oberoligozäns sekundär kondensiert sind.

2.3. Diagnose und Beschreibung

Subordo: Mysteceti
Familia: Cetotheriidae CABRERA, 1926
Genus: *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871

Cetotheriopsis tobieni n. sp.

(Taf. 1, 2; Abb. 2, 3)

Derivatio nominis: Diese Spezies benenne ich nach HEINZ TOBIEN, dem Erforscher fossiler Säugetiere, dem dieser Aufsatz zu seinem 60. Geburtstag gewidmet ist.

Holotypus: Schädelfragment, dessen fazialer Teil unmittelbar praeapical an der intertemporalen Einschnürung abgebrochen ist. Gesamtlänge des Fragments 267 mm. Dext. horizontaler Teil des Processus zygomaticus (Pr. zyg.) weitgehend abgebrochen, Rest des Perioticums (Po.) erhalten. Sin. horizontaler Teil des Pr. zyg. abgebrochen, ebenso der Pr. postglenoidalis (Pr. postgl.), sowie der ventrale Fortsatz des Exoccipitale (Eo.) mit dem Pr. paroccipitalis (Pr. par.). — Aufbewahrung: zur Zeit in der Privatsammlung FRITZ VON DER HOCHT, D-415 Krefeld, Margaretenstr. 1; geht später über in Sammlung des Paläontologischen Institutes der Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.

Locus typicus: Kiesgrube WILHELM FRANGEN, Lank-Latum, WNW Düsseldorf-Kaiserswerth⁴⁾, Nordrhein-Westfalen, BRD.

Stratum typicum: Meeressande, Oberes Chattium A, Oligozän.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Cetotheriopsis* mit folgenden Merkmalen: Der Hirnschädel ist relativ hoch. Das Supraoccipitale (So.) ist vergleichsweise kurz und verjüngt sich von einem breiten Ansatz her apicalwärts stark und schnell (Breite im

³⁾ Eine erste Präparation der harten Konkretion erfolgte am Geol. L.-Amt in Krefeld durch Herrn DAHMEN. Der Präparator des Paläontol. Instituts Mainz, Herr KARL SCHUCHMANN, führte die sorgfältige Feinpräparation insbesondere der Ventralseite des Schädelrestes durch. Beiden Herren ist für diese schwierige Arbeit sehr zu danken.

⁴⁾ Nähere Angaben S. 133.

Caudalteil zu Breite im Apicalteil = 100:21,5); es ist nur mäßig konkav. Die Pr. zyg. zeigen in den Ansätzen ihrer horizontalen Äste eine relativ zur Höhe des Hirnschädels tiefe Lage und einen starken Durchmesser.

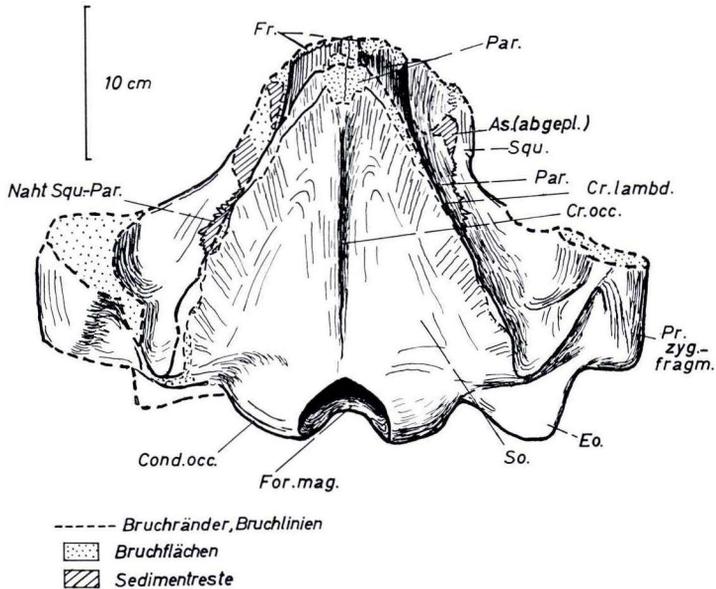


Abb. 2. *Cetotheriopsis tobieni* n. sp., proximales Schädelfragment, norma dorsalis, Lank-Latum bei Düsseldorf-Kaiserswerth, Deutschland, Chattium. — Z. Zt. Privatsammlung F. VON DER HOCHT, Krefeld. (Abk. siehe Abb. 3)

Beschreibung des Holotypus: Das So. ist dreieckig mit stark konvexen Lateralrändern. Es schiebt, in flachem Winkel (etwa 25°) gegen die Gaumenfläche geneigt, weit rostrad auf den Schädel. Dennoch hat es fast sicher apical die Mitte der (verlorenen) Orbitalregion nicht überschritten. Das So. bildet mit den Rändern der Parietalia (Par.) eine kräftige Crista lambdoidea (Cr. lambd.). Da den Pr. zyg. die distalen Teile fehlen, ist über die relative Lage der Spitze des So. nur eine ungenaue Angabe möglich. Es ist aber gut denkbar, daß das So. terminal über die Pr. zyg. hinaus rostrad reichte oder doch die Höhe der Spitzen derselben erreichte. Die Eintiefung des So. gegenüber der Cr. lambd. ist deutlich ausgeprägt, aber nicht sehr betont. Das So. weist median in den vorderen zwei Dritteln eine kräftige Cr. occipitalis (Cr. occ.) auf. Der Apex liegt in der norma caudalis, bei horizontaler Orientierung der Gaumenfläche, etwas tiefer, als die höchsten lateralen Teile der Cr. lambd.

Durch den Verlust des Großteiles der Sagittalregion läßt sich nicht erkennen, ob die Frontalia (Fr.) eine lange Cr. sagittalis gebildet haben.

Die Condylen (Cond. occ.) ragen soweit caudad, wie die ventralen Pr. der Eo. und sind kräftig gewölbt (Abb. 2). Dadurch sind die Cond. occ. in der norma lateralis weit herausstehend sichtbar.

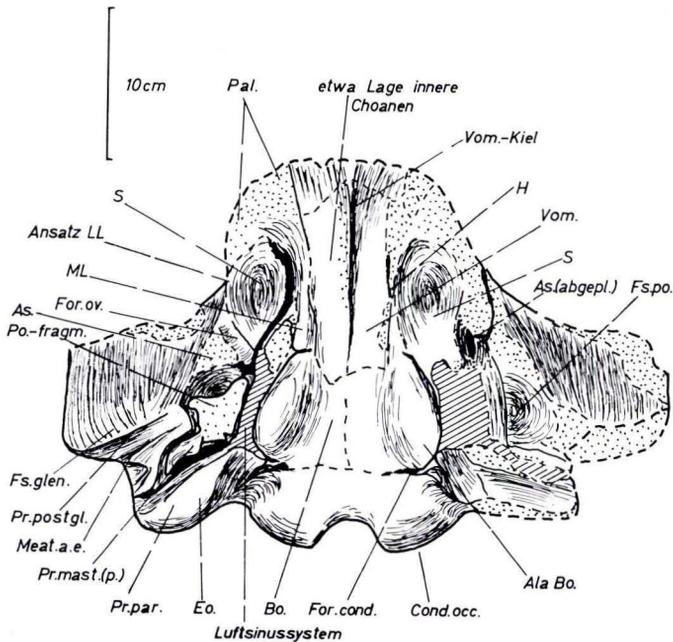


Abb. 3. *Cetotheriopsis tobieni* n. sp., *ibid.*, norma ventralis. — Abkürzungen (auch für Taf.): Ala Bo. = Ala basioccipitalis; As. = Alisphenoid; abgepl. = abgeplatzt; Cond. occ. = Condylus occipitalis; Cr. lambd. = Crista lambdoidea; Cr. occ. = Crista occipitalis; Eo. = Exoccipitale; For. cond. = Foramen condylare; For. mag. = Foramen magnum; For. ov. = Foramen ovale des Ramus mandibularis trigemini; Fr. = Frontale; H = Hamulus des Pterygoids (Pt.); LL = Lamina lateralis Pt.; LM = Lamina mesialis Pt.; ME = Mesethmoid; Meat.a.e. = Meatus auditus externus; Pal. = Palatinum; Par. = Parietale; Po.-fragm. = Fragment des Perioticum; Pr.mast.(po.) = Processus mastoideus (perioticaler Teil); Pr.zyg.-fragm. = Fragment des Processus zygomaticus; Pt. = Pterygoid; S = Sinus Pt.; So. = Supraoccipitale; Squ. = Squamosum; Vom. = Vomer.

In den Temporalhöhlen (Fs. temp.) ist die Naht zwischen Par. und Squamosum (Squ.) im caudalen Teil obliteriert, aber ansonsten als ausgeprägte Zickzacknaht mit hoher Zackenamplitude sichtbar. In ihrem rostralen Abschnitt sind beiderseits Knochenanteile, offensichtlich vor Einlagerung in das Sediment, abgeplatzt. Der Vergleich mit anderen Cetotheriidae, wie *Pelocetus* KELLOGG, 1965 (KELLOGG 1965, Fig. 1) oder *Metopocetus* COPE, 1896 (KELLOGG 1968 a, Fig. 51) bestätigt, daß hier zwischen Par. und Squ. Teile des Alisphenoids (As.) herausgeplatzt sind. Links ist auch der Anteil des Palatinum (Pal.) am ventrolateralen Teil der Fs. temp. weggebrochen, was ebenso wie das Fehlen des Pr. postgl. sin. und des ventralen Fortsatzes des Eo. sin. eine gewisse Täuschung hinsichtlich des allgemeinen Habitusbildes des Schädelrestes verursacht (Taf. 1 Fig. 1; Abb. 2).

Die distale Bruchfläche des Fragments zeigt die Spongiosa der vorderen Hirnschädelwand. Sie dürfte vollständig den Fr. zuzurechnen sein (Taf. 2 Fig. 4), denn die Bruchfläche liegt unmittelbar rostral der sin. in der Fs. temp. noch erkennbaren Naht zwischen Par. und Fr. Nur der ventrale Bereich, teilweise von Sediment verdeckt, wird von der Siebplatte des Mesethmoids (ME.) eingenommen, die ja bei den Mysticeti im Gegensatz zu den Odontoceti ausgebildet bleibt. Lateroventral und ventrolateral schließen die Pal. das ME. ein und gaumenseitig deckt die Platte des Vomer (Vo.) die Siebplatte ab.

Die Ventralseite des Schädels (Taf. 1 Fig. 2; Taf. 2 Fig. 6–8; Abb. 3) zeigt die weiten, flachen laterad sehr ausladenden Fossae glenoidales (Fs. glen.). Auch die Fortsätze der Eo. laden weit aus, dext. mit erhaltenem Pr. par. Zwischen beiden entsteht so die, vorwiegend für die Mysticeti typische, lange tiefe Furche, in die der perioticale und tympanale Teil des langen Mastoidfortsatzes (Pr. mast.) eingekeilt waren. Der perioticale Teil (Pr. posterior periotici – Pr. post. po.) ist dext. erhalten, und er war offensichtlich nicht fest mit dem tympanalen Teil verschmolzen. Ähnlich wie bei rezenten Walen teilweise der Fall (FRASER & PURVES 1960, S. 77 ff.), scheint ein Teil des perioticalen Pr. mast. in das Squ. integriert zu sein. Unmittelbar rostral vom Pr. mast. liegt die Furche des Meatus auditus externus (Meat. a. e.), wie alle diese Details nur dext. erhalten (Taf. 2 Fig. 7; Abb. 3). Rechts sitzt auch ein Rest des mit seiner ventralen Hälfte abgebrochenen Po., das außer dem Pr. post. po. auch noch eine Pars anterior erkennen läßt, die bilateral abgeflacht ist. Das Po. liegt mit seiner laterodorsalen Fläche in einer Aushöhlung des Squ. und ist von einem ausgedehnten Sinussystem des Pterygoids (Pt.) umgeben.

Dext. zeigt das Pt. noch deutlich (Abb. 3; Taf. 2 Fig. 7) die Lamina mesialis (LM), und etwas weiter rostral folgen die beiderseits nur im Ansatz erhaltenen Hamuli (H) der Pt. Lateral dieser, mesial gegen die Pal. grenzenden, gratförmigen Elemente sind die dorsalen, leicht dorsad eingetieften Abdeckungen der Sinus Pt. (S) erhalten, während die Laminae lateralis (LL) mit den ventralen Abdeckungen der (S) ebenso wie die ventro-lateralen Teile der weiter rostral folgenden Pal. fast völlig fortgebrochen sind. Auch die medioventralen Pal.-Anteile, die hier die weit caudal (etwa auf der vermuteten Höhe der Spitzen der Pr. zyg.) gelegenen inneren Nasenöffnungen von ventral eingeschlossen haben, fehlen sekundär. So sieht man auf das aus Teilen der Pal. und des sie übergreifenden Vomer (Vom.) gebildete Dach der Choanen. Auch mit den im rostralen Bereich des Fragmentes leicht aber deutlich dorsolaterad aufsteigenden Pal.- und Vom.-Anteilen, sowie dem kräftigen, im Ansatz teilweise erhaltenen, die Choanen-Öffnungen trennenden Vom.-Kiel zeigt sich, daß hier die Nasengänge verlaufen (Taf. 1 Fig. 2; Taf. 2 Fig. 7; Abb. 3). Der Vom. reicht weit zurück bis hinter die H der Pt. und bis auf Höhe der Alae Basioccipitalis (Ala Bo.). Diese mesial der Fossae petrosae (Fs. petr.) ventrad vorspringenden lateralen Flügel des bei den Cetaceen verschmolzenen Bo. und Basisphenoids sind bei diesem Schädel sehr kräftige, fast zapfenartig verdickte Ansätze für die Pharyngalmuskulatur.

Das Foramen ovale (For. ov.) für den Ramus mandibularis des Nervus trigeminus ist auf beiden Seiten durch Fortbrechen des Processus falciformes (Pr. falc.) des Squ. und des Pt. (LL.) nur noch als leichte Einfurchung zwischen den Ansätzen beider Elemente zu diagnostizieren.

Tab. 1. Maße des Schädelfragmentes und Vergleichswerte (in mm)

	1	2	3	4**)	5
Gesamtlänge (Cond. occ. dext.— distale Bruchfläche)	267	340	*)	*)	*)
Entfernung Dorsalrand For. mag. — Apex So.	199	—	300 +	208/193	305
Entfernung Cond. occ. dext. — Apex So.	247	325	—	—	—
Entfernung Cond. occ. dext. — Caudalende Vom.	110	—	—	—/120	132
Größte Breite über Lateralseiten Pr. zyg.	403	505	—	± 442/496	760
Entfernung zwischen Lateralrändern Eo.	288	—	495	± 265/345	490
Entfernung lat. Ränder Cond. occ.	150	145	—	—/138	167
Entfernung lat. Ränder Alae Bo.	116	—	—	125/—	± 180
Größter horizontaler ∅ Cond. occ. dext.	49	—	—	42/ 47	69
Größter (obliquovertikaler) ∅ Cond. occ. dext.	83	—	—	69/75,5	85
Breite Foramen magnum (For. mag.)	54	—	60	—/ 48	46
Höhe For. mag.	45	—	48	—/—	—
Länge Bulla tympanica	—	—	85	57/62,5	71,5/76
Länge Fs. periotica	56	—	—	41,5/46	51,5/53**)

1 — *Cetotheriopsis tobieni* n. sp., O.Oligozän

2 — *C. lintianus* (v. MEYER, 1849), O.Oligozän (Angaben Dr. FREH, Direktor des Oberösterr. Landesmus., Linz)

3 — *Mauicetus lophocephalus* MARPLES, 1956, U.Oligozän (nach MARPLES 1956, Tab. 1)

4 — *Parietobalaena palmeri* KELLOGG, 1924, M. Miozän (nach KELLOGG 1968d, S. 183, 185)

5 — *Aglaoctetus patulus* KELLOGG, 1968, M. Miozän (nach KELLOGG 1968c, S. 168, 169)

*) Längen nicht vergleichbar.

***) 2—5 Individuen.

2.4. Taxionomische Stellung

Die Zuordnung des Fundes zur Familie Cetotheriidae CABRERA, 1926 ergibt sich aufgrund einer für diese ausgestorbene Familie als typisch angesehenen Merkmalskombination (MILLER 1923, S. 21, 22; KELLOGG 1931, S. 305), da eindeutig definierende Einzelmerkmale für diese Gruppe kaum vorliegen (KELLOGG 1965, S. 3). Das gilt in besonderem Maße dann, wenn nur die postfazialen Teile erhalten sind. Die hier zu nennenden Merkmale sind: das So. hat mit seiner Spitze die Mitte der Orbitalregion mit größter Wahrscheinlichkeit nicht überschritten; die Par. vereinigen sich rostral des So. im Sagittalbereich; die Fs. glen. der Pr. zyg. sind auffallend wenig konkav; die Pr. postglen. sind schwach ausgebildet.

Für das Genus *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871 sind charakteristisch (BRANDT 1873, S. 40, 41; KELLOGG 1928, S. 185, 187; 1931, S. 310): schmale dreieckige Form des weit rostral telescopierenden So.; flacher Neigungswinkel des So. gegen die Horizontale;

die ausgeprägte mediane Cr. occ., die nur auf die vorderen Teile des So. beschränkt ist; mit Einschränkung (da auch für den unter- und mittelmiozänen *Aglaocetus* KELLOGG, 1934 aus Patagonien und Maryland typisch) die in der norma caudalis niedrige Lage des Apex. Dazu kommen Merkmale, die KELLOGG (1934, S. 81) als unterscheidend von *Aglaocetus moreni* (LYDEKKER, 1893) für *C. lintianus* anführt, und die, wie sich jetzt bestätigt, als Merkmale des Genus gelten müssen: die wenig laterad ausladende Squ.-Region; die — zumindest im Ansatz — nicht rostrad divergierenden Pr. zyg.; die geringe Weite der Fs. temp. Diese Merkmale unterscheiden nämlich das Genus auch von anderen Cetotheriidae (s. a. zum Beispiel PARKER & KELLOGG 1934, S. 61). Schließlich erscheinen als weitere Charakteristika: betont starke Cond. occ.; sehr starke Eo.-Fortsätze; die selbst für diese Familie überaus schwache Konkavität der Fs. glen. und minimale Ausbildung des Pr. postgl.

Nachdem KELLOGG (1934) *Aglaocetus moreni* aus dem Untermiozän der Chubut-Schichten Patagoniens aus dem Genus *Cetotheriopsis* herausgenommen hat, in das er ihn selbst provisorisch eingeordnet hatte (1928, S. 187), ist bisher nur ein Vertreter von *Cetotheriopsis* bekannt gewesen. Dabei handelt es sich um den Holotypus von *C. lintianus* (v. MEYER, 1849) aus den chattischen Linzer Sanden der Sandgrube Bauernberg, der im Oberösterreichischen Landesmuseum, Linz/Donau, aufbewahrt wird (Taf. 3)⁵.

Von diesem unterscheidet sich das Fragment aus der Niederrheinischen Bucht, das durch seine teils obliterierten Nähte als adult gekennzeichnet ist, zunächst durch etwas geringere Größe (Tab. 1), aber das ist ein Unterschied, der nach dem Vergleich mit anderen Cetotheriidae fast in den Bereich der Variation fallen könnte (Tab. 1; KELLOGG 1968 d, S. 183). Das So. jedoch zeigt eine wesentlich breitere und kürzere Ausbildung, mit unvergleichlich geringerer Eintiefung seiner Fläche. Anhand von Breitenmaßen, einmal in Basisnähe zum anderen in Apexnähe des So. ergibt sich für *C. lintianus* (Meßwerte nach BRANDT 1873, S. 41 mit 150/40 mm) eine Relation basale:apikale Breite des So. von 100:26,7 bei 325 mm Länge (Cond.-Apex), dagegen für das vorliegende Objekt (Meßwerte: 200/43 mm) von 100:21,5 bei 247 mm Länge, also eine stärkere und schnellere Verjüngung. Damit weicht der Bau des So. deutlich vom Gesamtbauplan des Hirnschädels ab, dessen relative Breite nur unwesentlich größer ist, als diejenige des Linzer Stückes (Länge:Breite bei *C. lintianus* 100:148,5; bei *C. tobieni* 100:151). Da bei dem neuen Fund überdies der Bau des Hirnschädels deutlich höher ist, ein für Mysticeti als ursprünglich anzusehendes Merkmal (ABEL 1913, S. 217), kann er nicht der aus dem Molassetrog bekannten Art zugeordnet werden. Der Schädelrest wird deshalb als Holotypus einer neuen Art, *C. tobieni* n. sp. beschrieben (S. 135).

Für die generische Zuordnung bleibt zu beachten, was KELLOGG (1968c, S. 163) sagt:

“Inadequacy of recovered skeletal remains of many described fossil mysticetes hampers comparable evaluation of attributed generic criteria. . . . It must be acknowledged that some skepticism is warranted regarding the validity of mysticete generic diagnosis . . .

⁵) Für Anfertigung und Überlassung der ausgezeichneten Fotos sowie einige Meßwerte bin ich Herrn Direktor Dr. W. FREH und dem Fotografen Herrn EIERSEBNER zu großem Dank verpflichtet. Bisher sind nur Zeichnungen des Objektes veröffentlicht.

Notwithstanding such considerations it seems desirable to allocate a recognizably different specimen to a genus currently accepted as valid."

Nur eine Revision, zumindest der Familie Cetotheriidae könnte diese Schwierigkeiten vielleicht mildern.

3. Vergleiche und Diskussion der frühen Evolution der Mysticeti

Beim oberoligozänen *Cetotheriopsis* ist der telescoping-Prozeß durch Rostradverschiebung des So. gegenüber dem unteroligozänen *Mauicetus* BENHAM, 1942 aus Neuseeland (MARPLES 1956, Fig. 1-C-, S. 567) wesentlich fortgeschritten. Die Feststellung KELLOGGS (1928, S. 187), daß der telescoping-Prozeß bei den Mysticeti gegen Ende des Oligozäns eine vollendete Tatsache war, — die sich bisher direkt nur auf den einen Fund von Linz stützen konnte — erfährt hier eine weitere Bestätigung. Die von KELLOGG zugleich gestellte Frage, nach den diesen progressiven Stadien vorangehenden Schritten im Oligozän allerdings, ist durch die Funde von *Mauicetus* schon teilweise beantwortet. Bei den Mysticeti war selbst im Unteroligozän schon ein Grad des telescoping erreicht, der anzeigt, daß die frühen Schritte dieses Prozesses ganz ähnlich wie bei den Odontoceti, schon im Eozän vor sich gegangen sein müssen, wengleich bei *Mauicetus* eine lange Crista sagittalis des Fr. und Par. belegt, daß das So. erst relativ wenig aufgeschoben ist.

Die vorragenden, relativ kräftig gewölbten Cond. occ. bei *Cetotheriopsis* ähneln denen der Squalodontoidea, während sie bei jüngeren Mysticeti und Odontoceti meist relativ kleiner und abgeflacht sind. Bei den Mysticeti werden sie auch oft im Zuge des weiter fortschreitenden telescoping-Prozesses mit dem So. gegenüber den Eo. rostrad versetzt. Die Ausbildung bei *Cetotheriopsis* und anderen urtümlichen Walen spricht für eine noch gute Bewegungsfähigkeit des Kopfes im atlanto-occipitalen Gelenk. Dazu passen die kräftigen Cristae des So., und die starken Fortsätze von Eo. und Bo. für die Muskelansätze im Halsbereich. Schon der untermiozäne Cetotheriide *A. moreni* zeigt wesentlich kleinere, weniger gerundete und etwas rostrad verlagerte Cond. occ., sowie auffallend schwache Fortsätze des Eo. und des Bo. (LYDEKKER 1893, Taf. 1 Fig. 1, 1 b; KELLOGG 1934, Taf. 4 Fig. 1), alles Merkmale, die auf eine Einschränkung der Abbiegefähigkeit des Kopfes gegen die Körperachse weisen.

Die flache Gelenkgrube für den Unterkiefer zeigt, daß der Cond. mandibularis weitestgehend dorsad gerichtet gewesen sein dürfte, wie es rezent bei den Balaenidae üblich ist. Die vergleichsweise gegenüber jüngeren Formen und schon gegen *A. moreni* wenig laterad verlagerten Pr. zyg. mit den Fs. glen. belegen, daß durch das fehlende Auseinanderrücken der Unterkieferäste im Gelenkbereich kein ganz so voluminöser Mundhöhleninhalt gegeben gewesen sein dürfte, wie etwa bei der südamerikanischen Gattung (KELLOGG 1934, Taf. 1-4).

Die Choanen liegen weit zurück gegenüber den Verhältnissen bei Landsäugetern. Das ist eine Erscheinung, die sich auch bei Archaeoceti und frühesten Odontoceti feststellen läßt und schon zu Deutungsversuchen (ROTHAUSEN 1965, S. 707, 708; 1968, S. 97, 98) Anlaß gab. Ein aus der Entfernung Cond. occ.-Choanen und geschätzter Hirnschädellänge (Cond. occ.-geschätzte Lage des Vorderrandes der Pr. supraoribi-

tal) nur annäherungsweise gebildeter Index von 51–54 % würde im Mittelfeld der sich bei oberoligozänen Odontoceti ergebenden Indizes (ROTHAUSEN 1965, S. 708) liegen. Bei allen Cetaceen, einschließlich der Archaeoceti deutet sich von Anfang der Überlieferung die Tendenz an, die Choanen rostrad zu verlagern. Da die Ausgangsformen aller Cetaceen mit normal angelegten Choanen zu denken sind und die weit caudale Anordnung sicher sekundär ist, müßte man deshalb an praeprotocetide Stadien der Evolution denken, wenn man alle Unterordnungen der Wale auf die gleichen Ausgangsformen zurückführen will (ROTHAUSEN 1968, S. 98).

Die Gesamtschädellänge von *C. tobieni* n. sp. dürfte, nach dem Vergleich mit der gleiche Größenordnung der Hirnschädelpartie aufweisenden mittelmiozänen *Parietobalaena palmeri* KELLOGG, 1924, deren Abmessungen vollständig bekannt sind (KELLOGG 1968d, S. 183), etwa um 1000 mm gelegen haben. Die meisten der oberoligozänen Cetaceen, die in ihren Merkmalskombinationen weiterführenden Linien nahestehen haben anscheinend erst diese Größenordnung des Schädels erreicht.

Es ist schwierig beim augenblicklichen Wissensstand über frühe Mysticeti verbindliche Aussagen hinsichtlich evolutiver Zusammenhänge zu machen. Die Angaben von EMLONG (1966) zum oberoligozänen *Aetiocetus cotylaveus* EMLONG, 1966 aus Oregon und von MCHEDLIDZE (1970) über die ebenfalls oberoligozänen kaukasischen Formen *Mirocetus* MCHEDLIDZE, 1970 [= *Microzeuglodon* aff. *causicum* RIABININ, 1938] und *Ferecetotherium* MCHEDLIDZE, 1970 liefern keine befriedigenden Hinweise. *Aetiocetus* zeigt nach den vorliegenden Angaben und Skizzen zahlreiche Beziehungen im Bauplan zu *Mirocetus*, während die von EMLONG (1966, S. 4) angeführten unterscheidenden Merkmale: – 1. die dorsalen Hinterenden der Maxillaria überschieben die mittleren Teile der Fr., 2. die Nasalia sind lang, 3. das Rostrum ist breit, 4. die Maxillaria sind nahe den Außenrändern in dorsoventraler Richtung sehr dünn, 5. ein 3. Molar ist im Maxillare vorhanden, – entweder nicht feststellbar sind (1,5), nicht stimmen, weil bei *Mirocetus* die gleiche Ausbildung vorliegt (2), oder in ihrer Bedeutung unsicher sind, zumal der Zustand des Fundes die Möglichkeit sekundärer Beeinflussung dieser Merkmale denkbar macht (3, 4). Wirkliche Unterschiede sind dagegen die gerundete Form des So. und die Einwurzigigkeit der Backenzähne bei *Aetiocetus*, wobei das erstere Merkmal durchweg als für Odontoceti typisch angesehen wird.

MCHEDLIDZE (1970) stellt beide kaukasischen Genera zu den als Squalodontoidea und Squalodontidae, also eindeutige Odontoceti, erkannten (ROTHAUSEN 1965; 1968a, b; 1970) „Patriocetidae“. Abgesehen davon, daß eine Zuordnung zu dieser Gruppe für die auch untereinander sehr unterschiedlichen Genera vom Bauplan her garnicht möglich ist (ROTHAUSEN 1965, S. 675, 676), zieht MCHEDLIDZE (1970) diese, heute als Unterfamilie der Squalodontidae anzusehende Einheit (ROTHAUSEN 1968a, S. 87, 88, 97) aber zu den Archaeoceti, in eine zu den Mysticeti führende Linie. Damit schließt er an überholte Auffassungen an, die ABEL (1913) und RIABININ (1938) für diese Unterfamilie vertraten⁶⁾.

EMLONG (1966) plaziert *Aetiocetus* und die von ihm darauf begründete Familie Aetiocetidae EMLONG, 1966 ebenfalls bei den Archaeoceti als zu den Bartenwalen

⁶⁾ Auf eine Anfrage hin schreibt MCHEDLIDZE (briefl. Mitt. 1971) neuerdings, daß er sich jetzt gänzlich der von mir gegebenen Interpretation hinsichtlich der Patriocetinae anschließt. *Mirocetus* allerdings hält er nach wie vor für einen mysticetoiden Archaeoceten.

führende Linie, sieht dagegen *Mirocetus* als Odontoceten an. Gegen seine Einordnung von *Aetiocetus* spricht nicht nur das gerundete So., sondern neben vielen anderen Merkmalen das Aufschieben der Maxillaria, oder die kräftige Bezahnung der Intermaxillaria, die bei Mysticeti-Embryonen zuerst reduziert wird (KÜKENTHAL 1893, S. 434; DE BEER 1937, S. 342).

Ein weiterer oberoligozäner Cetaceen-Schädelrest wird durch RUSSEL (1968) von Vancouver Island beschrieben. Der Autor stellt die darauf begründete Art und Gattung, *Chonecetus sookensis* RUSSEL, 1968 ebenfalls zu den Archaeoceti, aber als vermittelnde Form zwischen diesen und den Agorophiidae ABEL, 1913, also den urtümlichsten bekannten Odontoceti (RUSSEL 1968, S. 929, 935). Er zögert allerdings nur deshalb, ihn zu den Aetiocetidae, also nach EMLONG stark mysticetoiden Archaeoceti zu stellen, weil der vordere Teil des Schädels fehlt (1968, S. 933).

Ohne eigene Untersuchung all dieses Materials ist nur sehr vorläufig Stellung zu nehmen, um nicht zu der aus solcher Unterlassung resultierenden, seit langem gerade über die Frühgeschichte der Mysticeti bestehenden Verwirrung in der Literatur noch beizutragen. Schon aus der angeführten jüngsten Literatur geht hervor, wie schwierig diese relativ jungen, gleichzeitig mit längst vollentwickelten Mysticeti und Odontoceti lebenden urtümlicheren Formen zuzuordnen sind.

Mirocetus, den ich in Leningrad untersucht habe⁷⁾, hat zweifellos mysticetoide und archaeocetoide aber wenigstens ebensoviel odontocetoide Merkmale, eine Ansicht, die übrigens KELLOGG (schriftl. Mitt. vor seinem Tode) teilte. Leider sind allerdings einige entscheidend wichtige Merkmale nicht eindeutig zu erkennen, woran nicht zuletzt die Art der Konservierung schuld sein könnte.

Die eigenartigen Merkmalskombinationen bei vergleichsweise späten Formen könnten sich aus dem Mosaikmodus in der Evolution erklären, ohne daß hier echte Superstiten von Vorläufern der einen oder anderen lebenden Unterordnung vorliegen. Nun weitete die üblich gewordene Zuordnung solcher Formen zu den Archaeoceti den Umfang dieser Unterordnung in diagnostischer Hinsicht, ohne daß von den verschiedenen Autoren dazu Stellung genommen wird, in einem Maße aus, daß sie nicht mehr klar definierbar ist. Daher wäre es weit besser solche mehrdeutigen Taxia bis zu einer besseren Kenntnis der Zusammenhänge unter incert. subord. zu führen. Sie repräsentieren möglicherweise unabhängige Versuche innerhalb der Ordnung, die nicht endgültig erfolgreich sind und mit der für Cetaceen noch recht gravierenden Wende Paläogen/Neogen (ROTHAUSEN 1970, S. 187, Fig. 1)⁸⁾ endgültig erlöschen. Trotzdem könnten solche Formen wertvolle Hinweise auf frühe Stadien der Evolution der Wale geben.

Manicetus dürfte bisher die präzisesten Belege für die frühe Geschichte der Cetotheriidae und damit der Mysticeti geben. Das gilt umsomehr, als diese Form auch zeitlich wesentlich früher liegt. Eine gestreckte Sagittalregion, bei geringem aber deutlichem telescoping-Effekt des dreieckigen So. ist dabei neben der zu diesem frühen Zeitpunkt schon vollständigen Zahnlosigkeit das auffallendste Merkmal. Da-

⁷⁾ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für diese Möglichkeit zu großem Dank verpflichtet.

⁸⁾ In der zitierten Arbeit, Fig. 1, gehören *M. caucasicus* und *M. aff. caucasicus* (jetzt *Mirocetus riabini* MCHEDLIDZE, 1970) in das Chattium.

nach erscheint es nicht vielversprechend bezahnte Mysticeti-Vorfahren im jüngsten Paläogen zu suchen (vergleiche RUSSEL 1968, S. 933). Wohl können Formen erwartet werden, die als Superstiten in einigen Merkmalen vermitteln, im übrigen aber eigenständige Spezialisierungen aufweisen dürften. Ob dazu die erwähnten oberoligozänen Formen Nordamerikas und des Kaukasus gehören bleibt noch zu klären, es scheint mir gegebenenfalls für *Mirocetus* noch eine gewisse Wahrscheinlichkeit zu haben.

Mit *C. lintianus* und *C. tobieni* liegen Taxia vor, bei denen nichts dagegen spricht, daß sie den weiterführenden Linien echter Mysticeti nahestehen und das zweite gesichert bekannte Evolutionsstadium der Mysticeti repräsentieren. Teils sind noch ankestrale Züge beibehalten, aber hinsichtlich des telescoping-Prozesses und wichtiger Merkmale, wie etwa der vollen Ausbildung des Luftsinus-Systems der Pt. im Oticalbereich, leiten sie direkt in progressivere, neogene Stadien über.

Das weist erneut auf die Tatsache hin, daß die Hauptentwicklungsschritte der Cetaceen-Evolution im Paläogen erfolgt sind. Zwischen Oligozän und Miozän vollziehen sich, nur relativ zu den geringeren evolutiven Schritten innerhalb des Neogens noch auffallendere Abwandlungen in den weiterführenden Linien, während die abseits stehenden Formkreise zumeist hier enden (ROTHAUSEN 1970, S. 187, Fig. 1).⁹⁾

4. Paläogeografische Verbreitung oligozäner Mysticeti

Die Tatsache, daß Mysticeti trotz offensichtlich weit fortgeschrittener evolutiver Entwicklung im jüngeren Paläogen noch so außerordentlich viel seltener als Odontoceti gefunden werden, kann mit Sicherheit nur aus ihrem relativ selteneren Vorkommen in den paläogenen Meeren resultieren. Die Ursache dafür ist vielleicht darin zu suchen, daß die für Bartenwale heute besonders ergiebigen Nahrungsquellen kühler Gewässer noch nicht ausreichend erschlossen waren.

Für das Oligozän deutet sich aus den wenigen Funden auf der Nord- und Südhemisphäre, noch kaum greifbar die Möglichkeit an, daß eine den Squalodontoidea vergleichbare Klimabezogenheit (ROTHAUSEN 1958, S. 381, Abb. 7; 1967, S. 161–165) mit Bindung an den Grenzbereich warmer zu etwas kühleren Gewässern vorliegen könnte. Gegebenenfalls dürfte das, wie bei diesen ankestralen Zahnwalen, seine Ursache in einem gemäßigt-warmstenothermen Verhalten haben, das sie als Erbteil von voll-warmstenothermen archaeocetoiden Vorfahren (DAVIES 1963, S. 107) beibehalten hätten. DAVIES macht auch die bei der gegebenen Überlieferung etwas gewagte Aussage, daß bei vormiozänen Mysticeti ein Austausch über den Äquatorbereich hinweg nicht stattfand, ähnlich wie für die Squalodontoidea zu vermuten (ROTHAUSEN 1967, S. 164), und daß diese äquatoriale Warmwasserbarriere erst mit der pleistozänen Abkühlung durchlässig wurde.

Andererseits waren die wirklich kühlen, polnäheren Gewässer anscheinend noch nicht erobert. Diese Gewässer hoher Breiten waren gerade im Oberoligozän — zumindest der Südhemisphäre — vielleicht kälter als bisher vermutet, denn MARGOLIS & KENNETT (1970) haben anhand von Tiefseeproben belegen können, daß die Antarktis

⁹⁾ S. Fußnote ⁸⁾ S. 143.

im Eozän, Oligozän und Miozän zeitweise — möglicherweise sogar stärker als heute — vereist war (insbesondere im unteren Untereozän, oberen Mitteleozän und Oberoligozän).

5. Zusammenfassung

Der neue Cetotheriidae-Fund aus dem paläogenen Nordseebecken läßt sich nach bisheriger Kenntnis mit dem einzigen bisher bekannten paläogenen Mysticeti-Fund der Nordhemisphäre, *Cetotheriopsis* BRANDT, 1871, generisch vereinigen. Die Übereinstimmungen gehen aber nicht bis in den spezifischen Bereich. Vor allem die abweichenden Proportionen des Supraoccipitale und der höhere Hirnschädelbau geben Veranlassung eine neue Spezies, *C. tobieni* n. sp., zu diagnostizieren.

Diese Art und *C. lintianus* (v. MEYER, 1849) belegen nach dem unteroligozänen *Mauicetus* BENHAM, 1939 als einzige einen gesicherten, weiteren evolutiven Schritt in der Geschichte der Bartenwale. Sie zeigen, daß die entscheidenden Schritte des telescoping-Prozesses des Schädels im Oligozän stattfanden, während der Beginn dieser Schädelumformung im Eozän liegt. Jedenfalls sind in dieser Hinsicht im Oberoligozän im Bereich weiterführender Linien schon neogene Verhältnisse erreicht. Auch die beim Holotypus von *C. tobieni*, im Gegensatz zu dem der anderen Art, erhaltene Schädelbasis zeigt progressive Zustände. Dagegen sind zum Beispiel in der Schädelform, der Ausbildung der Condylen und der Ansätze für die Halsmuskulatur anestrals Züge erhalten.

Eigenartige Merkmalskombinationen anderer oberoligozäner Walreste, *Mirocetus* MCHEDLIDZE, 1970, *Ferecetotherium* MCHEDLIDZE, 1970, die von ihrem Autor den Patriocetinae, also Zahnwalen, zugeordnet und andererseits als mysticetoide Archaeoceti angesehen werden, könnten sich aus dem Mosaikmodus in der Evolution als blind endende Versuche deuten lassen, die nicht zu den rezenten Unterordnungen führen. Ähnliche Überlegungen gelten für *Aetiocetus* EMLONG, 1966 und *Chonecetus* RUSSEL, 1968. Allerdings bleibt für alle diese Fälle eine detaillierte vergleichende Neuuntersuchung notwendig.

Über die Verbreitung der frühen Mysticeti ist kaum etwas bekannt, so daß nur einige Vermutungen geäußert werden können, die an entsprechende Untersuchungen über frühe Odontoceti anknüpfen. Sicher aber waren die Bartenwale in den paläogenen Meeren seltener als Zahnwale.

Schriftenverzeichnis

- ABEL, O.: Die Vorfahren der Bartenwale. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **90**, S. 155—224, 12 Taf., Wien 1913.
- ANDERSON, H. J.: Die Mollusken-Faunen der marinen Oligocän-Ablagerungen in Nordwestdeutschland. — Führer Oligocän-Exk. 1969, Köln-Münster-Hannover-Göttingen-Mainz 20.—27. April 1969, S. 28—33, Marburg 1969.
- BENHAM, W. B.: Fossil cetacea of New Zealand V.—*Mauicetus* a generic name substituted for *Lophocephalus* BENHAM. — Trans. Proc. roy. Soc. New Zealand, **71**, S. 260—270, 4 Taf., Dunedin 1942.
- BENEDEEN, P. J. VAN: Sur quelques ossements de Cétacés fossiles recueillis dans les couches phosphatées entre l'Elbe et le Weser. — Bull. Acad. Belg. **6** (Sér. 3), S. 27—33, Bruxelles 1883.

- BRANDT, J. F.: Bericht über den Fortgang meiner Studien über die Cetaceen . . . — Bull. Acad. Sci. St. Pétersbourg **16**, S. 563—566, St. Pétersbourg 1871.
- Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europas. — Mém. Acad. Imper. Sci. St. Pétersbourg, **20** (Sér. 7), 372 S., 34 Taf., St. Pétersbourg 1873.
- Ergänzungen zu den fossilen Cetaceen Europa's. — Mém. Acad. Imper. Sci. St. Pétersbourg, **21** (Sér. 7), 54 S., 5 Taf., St. Pétersbourg 1874.
- CABRERA, Á.: Cetáceos fósiles del Museo de la Plata. — Revista Mus. La Plata, **29**, S. 363 bis 411, Buenos Aires 1926.
- COOKE, CH. W. & MACNEIL, F. ST.: Tertiary Stratigraphy of South Carolina. — Geol. Surv. Prof. Paper, **243-B**, S. 19—29, Washington 1952.
- DAVIES, J. L.: The Antitropical Factor in Cetacean Speciation. — Evol., **17**, S. 107—116, Lawrence 1963.
- DE BEER, G. R.: The development of the vertebrate skull. 552 S., 143 Taf., Clarendon Press, Oxford 1937.
- EHRlich, C.: Geognostische Wanderungen im Gebiet der nordöstlichen Alpen, besonders in der Umgebung von Spital am Pyhrn, Windischgarsten, Waidhofen an der Yps, Gemenden und Linz. 147 S., 4 Taf., Linz 1852.
- EMLONG, D.: A new archaic Cetacean from the Oligocene of Northwest Oregon. — Bull. Mus. natur. Hist. Univ. Oregon, **3**, 51 S., Eugene, Oregon 1966.
- FRASER, F. C. & PURVES, P. E.: Hearing in Cetaceans. — Bull. British Mus. (Natur. Hist.) Zool., **7**, 140 S., 53 Taf., London 1960.
- GRAMANN, F.: Helmstedt. — Führer Oligocän-Exk. 1969; S. 49—54, Marburg 1969.
- KELOGG, R. A.: The History of whales — their adaption to life in the water. — Quat. Rev. Biol., **3**, S. 29—76, S. 174—208, Baltimore 1928.
- Pelagic Mammals from the Temblor Formation of the Kern River region, California. — Proc. California Acad. Sci., **19** (Ser. 4), S. 217—397, San Francisco 1931.
- The Patagonian fossil whalebone whale, *Cetotherium moreni* (LYDEKKER). — Publ. Carnegie Instn. Washington, **447**, S. 63—81, 4 Taf., Washington 1934.
- Fossil marine Mammals from the Miocene Calvert Formation of Maryland and Virginia (1). A new whalebone whale from the Miocene Calvert Formation. — Smiths. Instn. U.S. Nat. Mus., Bull., **247**, S. 1—45, 21 Taf., Washington 1965.
- *ibid.* (5). Miocene Calvert Mysticetes described by Cope. — *ibid.*, S. 103—132, 3 Taf., Washington 1968. [1968a]
- *ibid.* (6). A hitherto unrecognized Calvert Cetothere. — *ibid.*, S. 133—161, 9 Taf., Washington 1968. [1968b]
- *ibid.* (7). A sharpnosed Cetothere from the Miocene Calvert. — *ibid.*, S. 163—173, 6 Taf., Washington 1968. [1968c]
- *ibid.* (8). Supplement to Description of *Parietobalaena palmeri*. — *ibid.*, S. 175—197, 4 Taf., Washington 1968. [1968d]
- KÜKENTHAL, W.: Vergleichend-anatomische und entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen an Walthieren. — Denkschr. med.-naturw. Ges., **3**, 448 S., 25 Taf., Jena 1893.
- KUHN, O.: Archäoceten aus dem norddeutschen Alttertiär. — Zbl. Min. Geol. etc. B, **1935**, S. 219—226, Stuttgart 1935.
- LYDEKKER, R.: Contributions to a knowledge of the fossil Vertebrates of Argentina II: Cetacean skulls from Patagonia. — An. Mus. La Plata, Palaeontología Argentina, **2**, S. 2—13, 6 Taf., Buenos Aires 1893.
- MARGOLIS, ST. V. & KENNETT, J. P.: Antarctic Glaciation during the Tertiary Recorded in Sub-Antarctic Deep-Sea Cores. — Science, **170**, S. 1085—1087, Washington 1970.
- MARPLES, B. J.: Cetotheres (Cetacea) from the Oligocene of New Zealand. — Proc. Zool. Soc. London, **126**, S. 565—580, 1 Taf., London 1956.
- MCHEDLIDZE, G.: (Some features of the historical development of the Cetacea, part 1) Akad. Nauk Grusin. CCP Inst. Palaeobiol., 112 S., 6 Taf., Tiflis 1970. [Russ., Engl. Zusammenfassung]

- MEYER, H. v.: Mitteilungen an Prof. BRONN gerichtet. — N. Jb. Min. etc. **1849**, S. 547 bis 550, Stuttgart 1849.
- MILLER, G. S.: The telescoping of the cetacean skull. — Smiths. Misc. Coll., **76**, S. 1—55, 8 Taf., Washington 1923.
- PACKARD, E. L. & KELLOGG, R. A.: A new Cetothere from the Miocene Astoria Formation of Newport, Oregon. — Publ. Carnegie Instn. Washington, **447**, S. 3—62, 3 Taf., Washington 1934.
- RIABININ, A. N.: (*Microzeuglodon* aff. *caucasicum* LYD. from the Upper Maikop beds of Kabristan <U. Oligocene>). — Probl. Paleontol., **4**, S. 137—185, 16 Taf., Moskau 1938. [Russ., Engl. Zusammenfassung]
- ROMER, R. S.: Vertebrate Paleontology. 468 S., The University of Chicago Press, Chicago & London (3. Aufl.) 1966.
- ROTHAUSEN, K.: Marine Vertebraten (Odontaspidae, Lamnidae, Dermochelyidae, Squalodontidae) im oberoligozänen Meeressand von Süchteln und Düsseldorf. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **1**, S. 363—384, 4 Taf., Krefeld 1958.
- Über *Microcetus*, einen kleinen Squalodontiden aus dem Oberoligozän. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **112**, S. 106—118, 1 Taf., Stuttgart 1961.
- Die europäischen Squalodontidae (Odontoceti) und ihre Stellung zu den übrigen Squalodontoidea, I. Kraniales Skelett. Habil.-Schr., Ms., 856 S., 77 Taf., Mainz 1965.
- Die Klimabindung der Squalodontoidea (Odontoceti, Mamm.) und anderer mariner Vertebrata. — Sonderveröff. Geol. Inst., Univ. Köln **13** (SCHWARZBACH-Heft), S. 157—166, Köln 1967.
- Die systematische Stellung der europäischen Squalodontidae (Odontoceti, Mamm.). — Paläontol. Z., **42**, S. 83—104, 2 Taf., Stuttgart 1968. [1968a]
- Die Squalodontidae (Odontoceti, Mamm.) im Oligozän und Miozän Italiens. — Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **26**, 18 S., 2 Taf. 1968. [1968b]
- Marine Reptilia and Mammalia and the Problem of the Oligocene-Miocene Boundary. — Comm. Mediterr. Neogene Stratigr. Proc. IV Sess. Bologna 1967. G. Geol., **35**, S. 181—189, Bologna 1970.
- RUSSEL, L. S.: A new cetacean from the Oligocene Sooke Formation of Vancouver Island, British Columbia. — Canad. J. Earth Sci., **5**, S. 923—933, 2 Taf. 1968.
- SIMPSON, G. G.: The principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Americ. Mus. natur. Hist., **85**, 350 S., New York 1945.
- STRAUCH, F.: Geht die oligozäne Fossilfundstelle am Karlsberg bei Süchteln verloren? — Niederrhein, **35**, S. 118—121, Krefeld 1968.
- THALER, C.: Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'Histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. natur., Ser. C, **17**, 295 S., 27 Taf., Paris 1966.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. geol. Bundesanst., **1960**, S. 82—88, Wien 1960.
- Phylogenie der Mammalia. Stammesgeschichte der Säugetiere (einschließlich der Hominiden). — Handb. Zool., **8**, 722 S., Berlin (Walter de Gruyter & Co.) 1969.

Tafelerklärungen

Tafel 1

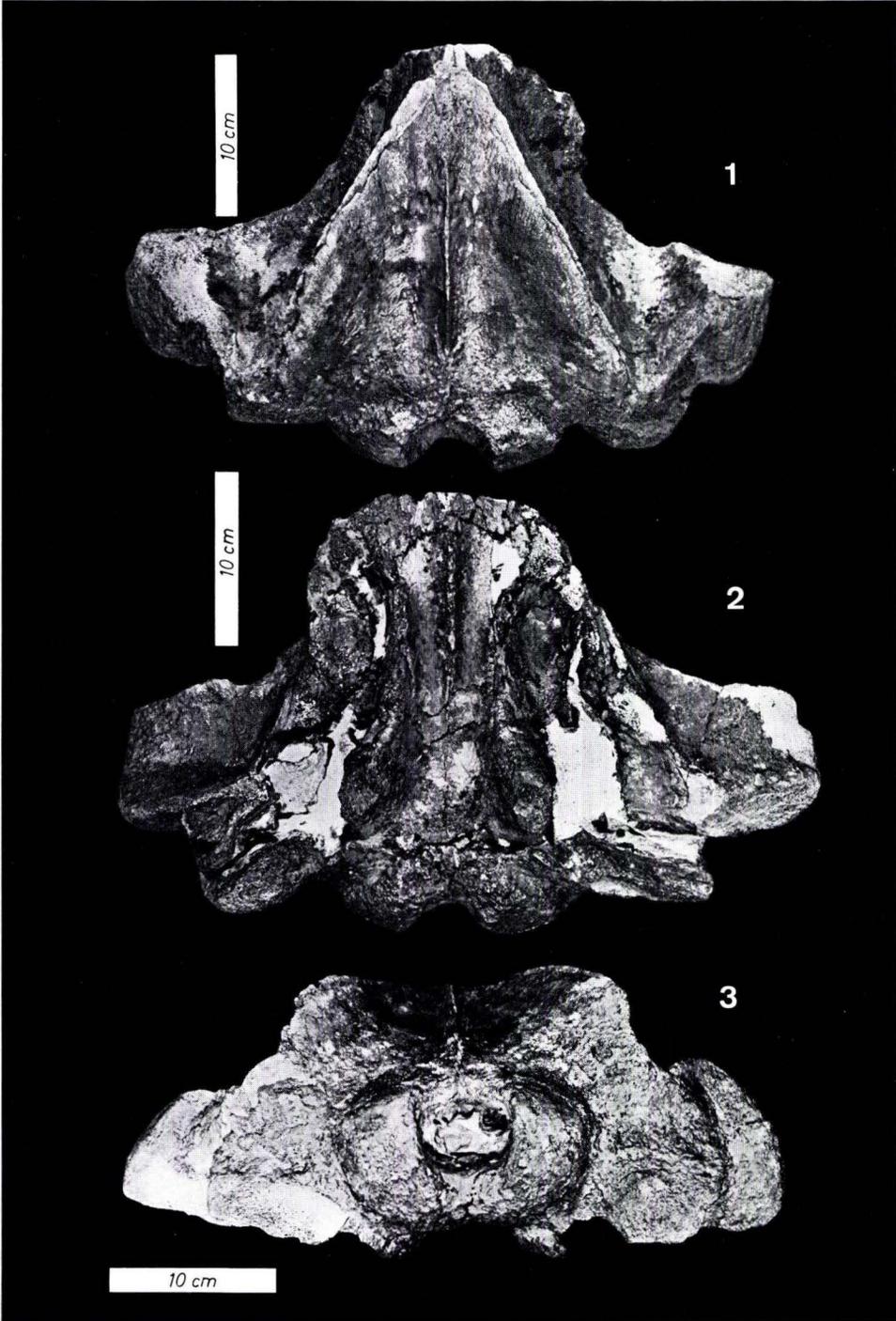
- Fig. 1. *Cetotheriopsis tobieni* n. sp., Holotypus, proximales Schädelfragment, norma dorsalis. Lank-Latum bei Düsseldorf-Kaiserswerth, Deutschland, Chattium. Z. Zt. Privatsammlung F. VON DER HOCHT, Krefeld.
- Fig. 2. *ibid.*, norma ventralis.
- Fig. 3. *ibid.*, norma caudalis.

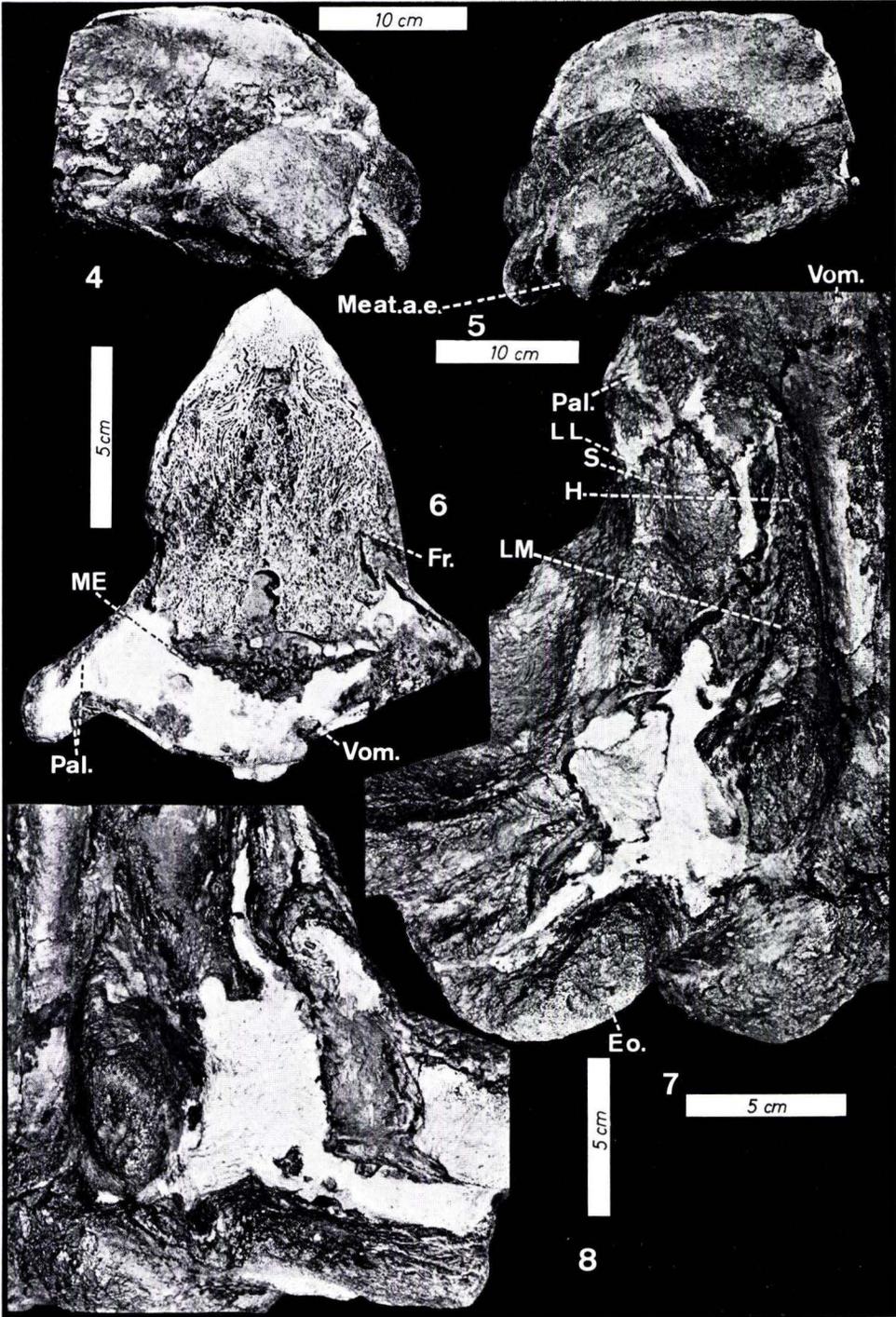
Tafel 2

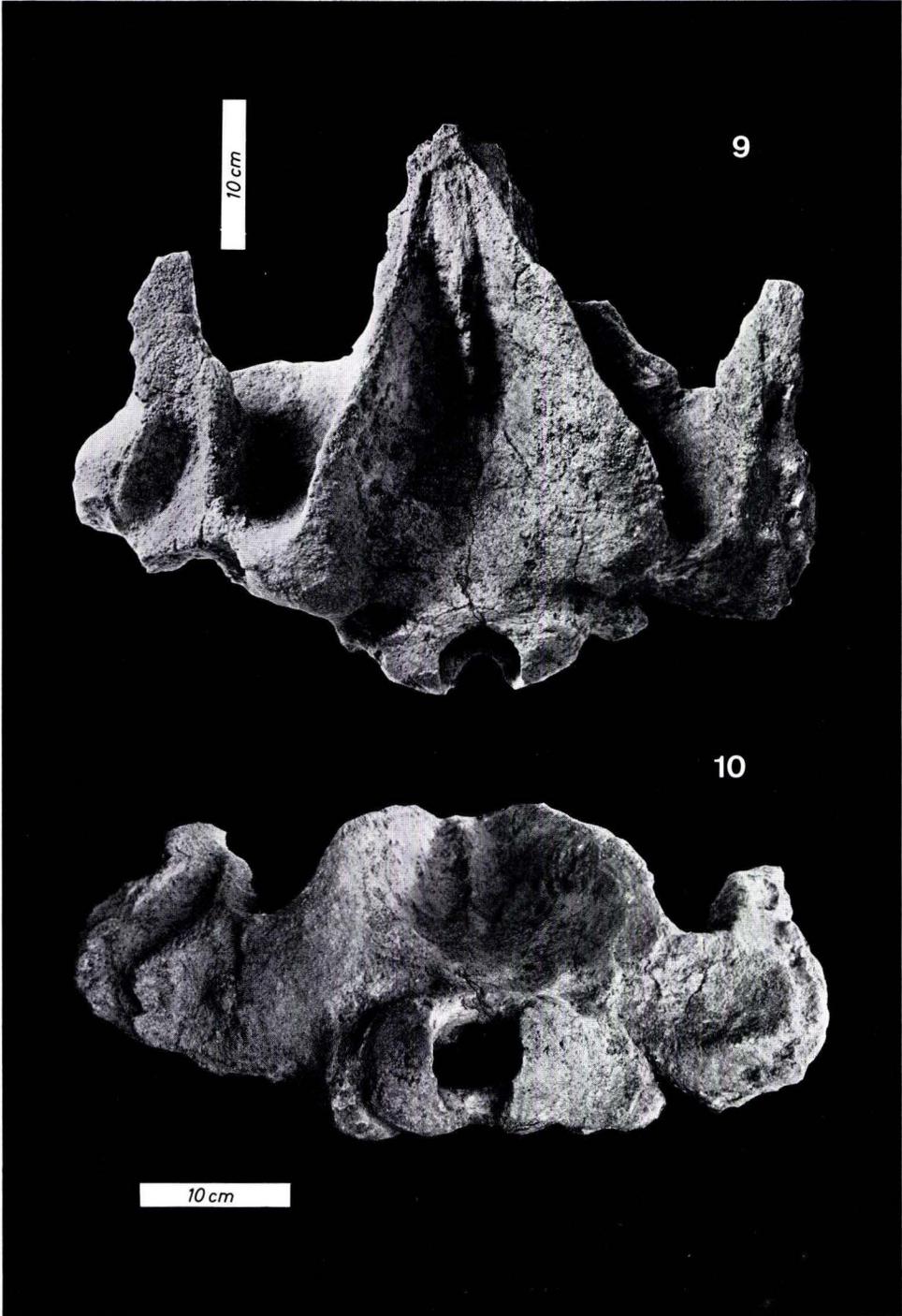
- Fig. 4. *ibid.*, norma lateralis, sin.
- Fig. 5. *ibid.*, norma lateralis, dext.
- Fig. 6. *ibid.*, rostrale Bruchfläche im Bereich der vorderen Wandung des Hirnschädels.
- Fig. 7. *ibid.*, norma ventralis, Ausschnitt Schädelbasis dext. (Sedimentreste hell).
- Fig. 8. *ibid.*, norma ventralis, Ausschnitt Ohrregion sin.
(Für Hilfe bei den Fot. bedanke ich mich sehr bei Herrn Dipl.-Geol. S. A. OPPERMANN, Mainz.)

Tafel 3

- Fig. 9. *Cetotheriopsis lintianus* (v. MEYER, 1849), Holotypus, proximales Schädelfragment, norma dorsalis. Linz/Donau, Österreich, Chattium. — Oberösterreichisches Landesmuseum, Linz/Donau.
- Fig. 10. *ibid.*, norma caudalis (gegen Fig. 3 Schädelrest hier rostrad stärker angehoben). (Fot. Fig. 9, 10 Herr EIERSEBNER, Oberösterr. Landesmuseum.)
(Abkürzungen s. Textabb. 2, 3)







Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 149–153	2 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Fossilführender Mittlerer Muschelkalk in Unterfranken

Von

ERWIN RUTTE, Würzburg*

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung: In Gesteinen des Mittleren Muschelkalks zweier Lokalitäten in der Umgebung von Karlstadt in Unterfranken sind Relikte des Fisches *Colobodus* und eine größere Anzahl von Knochen der Reptilien *Nothosaurus* und *Pachypleurosaurus* nachgewiesen. In den Fundschichten sind marine Wirbellose nicht selten. Damit erfahren die in umgelagerten Gesteinen des Mittleren Muschelkalks von Bad Neustadt/Saale vor einiger Zeit gefundenen Ceratiten eine weitere Absicherung. Die Wirbeltierfunde liegen außerhalb der Steinsalz-Bezirke im Areal der während der unterfränkischen Trias sehr einflußreichen Gammesfelder Barre, von Strömungen am Saum der Untiefe verfrachtet.

Die ersten bestimmbaren Fossilfunde aus dem bis dahin als steril angesehenen Mittleren Muschelkalk Unterfrankens waren Ceratiten aus der „Ortsfremden Muschelkalkscholle“ von Bad Neustadt/Saale (RUTTE 1960). Allerdings konnte wegen der Umlagerung, eine Folge komplizierter Auslaugungserscheinungen über dem Zechsteinsalz, die stratigraphische Position nicht näher ermittelt werden. Geologische Gründe sprechen für tieferen Mittleren Muschelkalk, die Zugehörigkeit zur *robustus-raricostatus*-Gruppe mehr für höheren. Zweifel an den Fundumständen werden gemindert, indem in den letzten Jahren in zwei weiteren unterfränkischen Lokalitäten verhältnismäßig reiche Funde von Wirbellosen und Wirbeltieren aus dem stratigraphisch gesicherten Anstehenden geborgen worden sind. Darüber hinaus läßt sich im Zusammenhang mit lithogenetischen und paläogeographischen Indizien ein weiterer Nachweis der Gammesfelder Barre führen.

Herrn R. WILD, Zürich, danke ich für die Bestimmungen; die nähere Beschreibung der Reptilien wird in Verbindung mit Neufunden aus dem Mittleren Muschelkalk der Bayreuther Gegend erfolgen. Herr D. ZEUMER, Würzburg, stellte mir dankenswerterweise die Aufnahme des Steinbruches Stetten aus dem Manuskript der Diplomarbeit zur Verfügung.

Tiefenthaler Höhe (A in Abb. 2). Die 1960 gemeldeten Wirbellosen — hauptsächlich Muscheln (mit *Modiola*, *Pecten*, *Myophoria*), weniger Brachiopoden — finden sich (04.4 in RUTTE 1965) etwa 2 m unter der Hornsteinzone in feingeschichteten

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. RUTTE, Geologisches Institut der Universität, 87 Würzburg, Pleichertorstraße 34.

bituminösen Mergelkalken, also rund 3 m unter der Obergrenze des Mittleren Muschelkalks. Während einer Studentenexkursion 1968 wurden auf einer kleinen Platte, die dem Niveau der Styrolithenkalke etwa 5 m unter Obergrenze entspricht, und unmittelbar neben dem Anstehenden gefunden ist, die ersten Wirbeltierknochen entdeckt. Es handelt sich um einen *Nothosaurus*-Wirbelkörper und einige Rippen-Reste. Ausgiebige Nachsuchen haben keine weiteren Wirbeltierfunde erbracht.

Stetten (B in Abb. 2). Der Mittlere Muschelkalk von Stetten (14.2 in RUTTE 1965) war bisher bekannt durch das isolierte Gips-Vorkommen, auf das immer wieder Abbau-Versuche unternommen worden sind. Bei Begehungen anlässlich der Einweisung in das Arbeitsgebiet (ZEUMER 1971) wurden 1969 verhältnismäßig reiche Funde von kleinen, vorzüglich erhaltenen und aus den generell weichen Gesteinen gut herauszupräparierenden Wirbeltierknochen in einem bisher nicht bekannten intraformationellen Konglomerat, dem „Stettener Konglomerat“, 2 m über der Basis des Mittleren Muschelkalks, gemacht (Abb. 1). Später fanden sich weitere Knochen in der Sohlbank wie auch in Kalken unmittelbar über dem „Stettener Konglomerat“ (WT in Abb. 1). WILD bestimmte Wirbel von *Nothosaurus* sp. indet. und aus Angehörigen der Familie Pachypleurosauridae Thoracalwirbel (mit Verdacht auf div. sp.), ein Coracoid, eine Ulna oder Fibula. Der Abdruck eines Kieferfragmentes mit Zähnen wurde als ? *Colobodus* sp. indet. definiert. Inzwischen hat sich die Zahl der Funde vermehrt. Sie finden sich als Einzelstücke zwischen den Geröllen des „Stettener Konglomerats“ zwanglos verstreut, wie diese eine gewisse, nicht allzu weite Strecke transportiert. Im Mittleren Muschelkalk wie auch in der verhältnismäßig gut untersuchten Übergangsregion zum liegenden Wellenkalk der weiteren Umgebung nimmt das Konglomerat eine lokal isolierte Stellung ein. Während im gesamten hangenden Muschelkalk Vergleichbares bislang nicht beobachtet wurde, sind im liegenden Wellenkalk Konglomeratlagen typisch und häufig.

Zwar weist dasselbe Profil im 10 km östlich gelegenen Müdesheim (14.4 in RUTTE 1965) größere Abweichungen gegenüber der stratigraphischen Norm auf, doch fehlen alle Elemente mit Hinweisen auf stärkere Strömungen. In Stetten kündeten sich lebhaftere Wasserbewegungen erstmals in Erosionsrinnen im Liegenden des „Stettener Konglomerates“ an (Abb. 1). Die Lage Stettens auf der Längsachse der Gammesfelder Barre läßt sofort an eine auch im Mittleren Muschelkalk episodisch erfolgte Einflußnahme auf die Sedimentation denken. Das „Stettener Konglomerat“ ist ein streng niveaugebundenes System flacher, linsenförmiger Geröllaufschüttungen. Die Gerölle bestehen zum größten Teil aus dem im Liegenden üblichen Kalkmaterial, besondere Beziehungen scheinen zur Sohlbank des Mittleren Muschelkalks zu bestehen. Da in dieser Bank die gleichen Wirbeltiere beobachtet werden, könnte hier das Äquivalent der primären Lagerstätte gesehen werden. Die Komponenten sind partienweise nach Art der Dachziegellagerung von Flußgeröllen eingeregelt, die Strömung kam aus Südosten. Da in das „Stettener Konglomerat“ zahlreiche (schalenlose) Exemplare von *Myophoria orbicularis* BRONN auf die gleiche Weise gelangt sind, muß auch an Aufarbeitung von Schlammern des Wellenkalkes über den Schaumkalkbänken gedacht werden. Der Zeitpunkt der Umlagerung ist in Analogie zu anderen lithologischen Phänomenen als mehr oder weniger synchron anzusehen. Die Schichten zwischen Dach Wellenkalk und „Stettener Konglomerat“ sind frei von *M. orbicularis*.

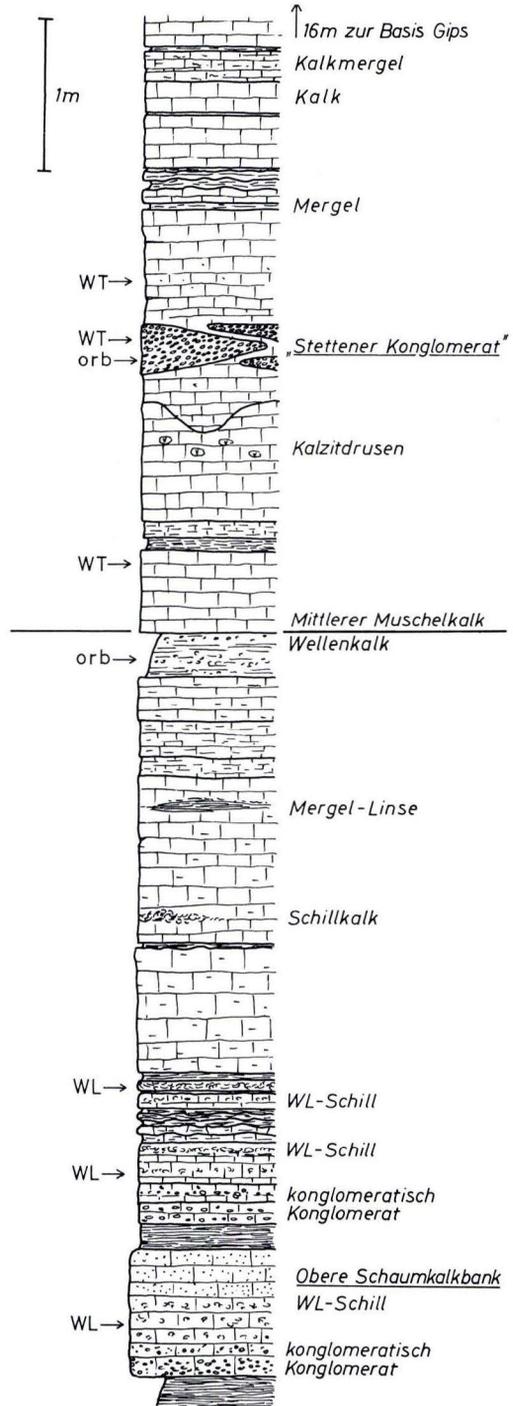


Abb. 1. Schichtenfolge im Übergangsbereich Wellenkalk/Mittlerer Muschelkalk im Steinbruch zwischen Schönarts und Stetten (B in Abb. 2) bei Karlstadt in Unterfranken. WL = Vorkommen von Wirbellosen, meist Brachiopoden, orb = *Myophoria orbicularis* BRONN, WT = Wirbeltiere. Nach ZEUMER 1971.

Die Unsicherheiten in der Grenzziehung vom Wellenkalk zum Mittleren Muschelkalk — die Grenze kann mit geochemischen Indikatoren exakt gefaßt werden, wird aber im Gelände üblicherweise mit den obersten *M. orbicularis* gleichgesetzt — finden in diesen Aufarbeitungsprozessen eine Erklärung.

Bad Neustadt/Saale (C in Abb. 2). Die Ceratiten geben keine regionalgeologisch verwertbaren Hinweise. Ähnliches gilt von einem noch nicht bestimmten Reptil-Knochen aus dem Styolithenmergel etwa 7 m unter Obergrenze Mittlerer Muschelkalk im Gemeindesteinbruch von Poppenlauer, 12 km südlich Bad Neustadt.

Paläogeographie. Die Steinsalzlager des Mittleren Muschelkalks (Abb.2) scheinen einen einigermaßen gleichen Abstand zur Küstenlinie des Muschelkalkmeeres einzuhalten. Sie werden durch salzfreie Regionen voneinander getrennt. Es ist neuere Erkenntnis, daß diese Salzlagerstätten in paläogeographisch vorgezeichneten, etwas tieferen Meeresbezirken entstehen, daß also von der Vorstellung eines ununterbrochenen, geschlossenen Salzniveaus abgerückt werden sollte. Wertvolle Hinweise zur Rekonstruktion des Meeresboden-Reliefs im Übergangsbereich zur Beckenmitte liefert hierzu die Stratigraphie der Trias in der Umgebung der Gammesfelder Barre, des nördlichen Ausklanges der Ries-Tauber-Barre in Mittel- und Unterfranken. Die Längsachse dieses eigenwilligen Elements ist am Ausbiegen der 200-m-Mächtigkeitlinie südlich des Maindreiecks (Abb.2) zu erkennen.

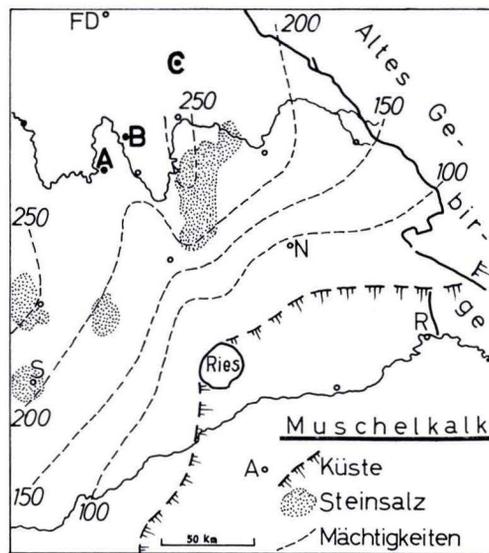


Abb. 2. Paläogeographie des Muschelkalks in Süddeutschland, in Anlehnung an EMMERT 1964. A = Tiefenthaler Höhe, B = Stetten (Abb. 1), C = Bad Neustadt/Saale.

Das bedeutende fränkische Salzvorkommen in der Region Rothenburg o.T. — Kitzingen — Eltmann verdankt seine Existenz der Lage im Schatten dieser Struktur. Die Barre, im Muschelkalkmeer wohl eine Untiefe, ist salzfrei. An den Säumen streichen von Zeit zu Zeit vom Küstenbereich in Richtung Beckenmitte stärkere Strö-

mungen entlang, sie dokumentieren sich am auffälligsten Anfang Hauptmuschelkalk in den crinoidenreichen Oolithen der Wulstkalke an der Autobahn im Südwesten von Würzburg und Ende Muschelkalk in den wirtschaftlich wichtigen Aufschüttungen des Quaderkalks (RUTTE 1965). Aber auch im Wellenkalk gibt es Zusammenhänge zwischen Barre und Sedimentation. Im Vergleich mit dem Hauptmuschelkalk ist der Stromstrich westwärtig verschoben. In arealgleicher Verbreitung fallen auf 1. die merkwürdigen organogenen Seesinterkalke (Stromatolithen-artige Körper), 2. die Entwicklung einer dritten obersten Schaumkalkbank in bestimmten Teilgebieten, 3. das Vorkommen eingespülter terrestrischer Mineralkomponenten (HALTENHOF 1962). Darüberhinaus deuten viele Marken Flachwassermilieu und gelegentliche strömungsbedingte Turbulenz an.

Die Konglomerate des unterfränkischen Wellenkalks lassen vielerorts einen aus südlichen Richtungen erfolgten Transport erkennen. Auch im Mittleren Muschelkalk ist die Einflußnahme der Gammesfelder Barre in der Verbreitung der Oolithe und der Schillkalkbänke im Dach angedeutet, sie wird nunmehr im „Stettener Konglomerat“ — einer in jeder Hinsicht mit den Wellenkalk-Konglomeraten vergleichbaren Bildung — eindrucksvoll bestätigt. Dieselben Strömungen, die liegende Serien der Muschelkalkschlamme zu Geröllen aufarbeiteten und verfrachteten, haben auch die Skelettreste herangeführt. Übrigens sind auch die Wirbeltierfunde im unterfränkischen Hauptmuschelkalk, offenbar unter unveränderten Anlieferungsbedingungen gekommen, allochthon.

Das Material reicht noch nicht aus, um genauere Vorstellungen vom Lebensraum zu entwerfen. Immerhin sind alle vergleichbaren Formen des Monte San Giorgio Bewohner flacher, küstennaher Meeresgebiete oder auch abgeschlossener, lagunärer Buchten.

Schriftenverzeichnis

- EMMERT, U.: Muschelkalk. In: Erl. geol. Kte. Bayern 1:500000, 2. Aufl., S. 80—90, Bayer. Geol. Landesamt, München 1964.
- HALTENHOF, M.: Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie). — Abh. naturwiss. Ver. Würzburg, **3**, 124 S., Würzburg 1962.
- RUTTE, E.: Über *Myophoria orbicularis* BRONN aus dem Germanischen Wellenkalk. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., **48**, Freiburg i. Br. 1958.
- Ein Ceratit aus dem Mittleren Muschelkalk von Bad Neustadt-Unterfranken. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 241—246, Stuttgart 1960.
- Mainfranken und Rhön. — Sammlg. Geol. Führer, **43**, Berlin (Borntraeger) 1965.
- ZEUMER, D.: Erläuterungen zur Teilkartierung auf Blatt Karlstadt. Diplomarbeit (masch.) Geol. Inst. Würzburg, 1971.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	p. 154-158	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	----------------

The Sparnacian-Wasatchian mammalian fauna, Early Eocene, of Europe and North America

By

DONALD E. SAVAGE, Berkeley*

I am especially happy to present this short essay as a part of the memorial volume for my cherished friend, HEINZ TOBIEN, on the occasion of his sixtieth birthday. It was HEINZ TOBIEN who gave this paper in Seattle, Washington during the annual meetings of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, when I was unable to attend the meetings as planned. Furthermore, H. TOBIEN's diversified authoritative studies and interests have encompassed the subject matter here presented.

The mammalian fauna from the Sparnacian stage consists of genera represented chiefly by fossils from the Lignites du Soissonais in the vicinity of Epernay (Marne), France. Two localities, Mutigny and Avenay, have produced 95 percent of this fossil sample. There is no extended correlation involved in referring Mutigny and Avenay to the type Sparnacian Stage-Age, for these sites occupy the same stratigraphic position as the stratotype of the Sparnacian at nearby Mt. Bernon, edge of Epernay. The mammalian fauna of the Wasatchian mammal age has been obtained from localities, mostly in the state of Wyoming, all of which were contained in the Wasatch Group or Formation. This includes the Willwood, Indian Meadows, Wasatch, Knight, Wind River, Green River (in part) and other formations or members, as these names have been used by various mappers and stratigraphers.

Correlations with rocks that have produced potassium-argon radiometric dates (EVERNDEN et al. 1964) indicate that the Wasatchian mammal age had a duration of about 5 million years: from about 54 million years before present to about 49 million years before present. It is probable that the Sparnacian fauna, as here specified, lived during an interval correlative with only a small part of Wasatchian time (possibly correlative with Lysitean = middle Wasatchian) but identifications of fossils are not yet complete enough to substantiate this refinement. Correlations with radiometric dates in the Paris Basin (BONHOMME, ODIN and POMEROL 1968;

* Address of the author: Prof. Dr. D. E. SAVAGE, Department and Museum of Paleontology, University of California, Berkeley, California, 74720, USA.

EVERNDEN et al. 1964) indicate that the Sparnacian and overlying Cuisian Stage represent an interval comparable to the Wasatchian in North America: about 54 to about 47 million years before present. Many more species and genera of mammals are known from the Wasatchian than from the Sparnacian.

All of the geological and paleontological data presently available lead one to conclude that the Sparnacian fauna thrived in a milieu contrasting strongly with the habitats containing the Wasatchian fauna. Sparnacian animals lived in a coastal lowland adjacent to lagoonal or estuarine districts in which brackish-water sediments were being accumulated. In the Epernay area, Sparnacian mammals are usually found in lenses of „coquillage“, characterized by a mixture of complete and pulverized brackish-water molluscs commingled with calcareous tubes formed by *Teredina* (Pelecypoda) and with small calcareous concretions. These clasts in the „coquillage“ are held together in a matrix of clay or sand. Intensive collecting in these „coquillage“ lenses and underwater sieving of the matrix by DONALD E. RUSSELL of Paris, PIERRE LOUIS of Reims, and their colleagues has produced an excellent small-mammal sample, but the large mammals of the fauna are poorly represented.

The Wasatchian fauna thrived in intermontane basins and was entombed in clays, silts and sands that accumulated in lakes and marshes, in stream channels and on stream floodplains. Significant assemblages of Wasatchian taxa have been collected from red mudstones. Large and small mammals are abundantly represented in the hundreds of Wasatchian localities. Two principal features evidently were common to the Wasatchian and Sparnacian ecosystems: 1) an abundance of woodland adjacent to the sites where the mammals lived and became trapped in the sediments, and 2) a warm humid climate, *equable* in the sense of AXELROD & BAILEY (1969 and other papers).

Because of the strong difference between the Sparnacian and Wasatchian lithotopes, one might expect a corresponding strong difference between the respective faunas. Such is not the case. Surprisingly, of the 45 (approximate) genera of mammals presently known from the Sparnacian, an astounding number are known also in the larger Wasatchian fauna. My calculation shows that no fewer than 40 percent and possibly over 60 percent of the Sparnacian genera are found in the Wasatchian. This percentage is well over 60 if the tentative generic identifications based upon isolated teeth are valid. This is significantly higher generic identity between the mammalian faunas of the two continents than at any other time in the history of mammals. For example, a comparison with generic identity during two other episodes of high intercontinental resemblance, the Recent and the Pleistocene, shows that only 36 percent of the living land-mammal genera of greater Europe (including Arctic as well as southern extremes of Europe) are known also in North America. During the Pleistocene only 30 percent of the land-mammal genera of North America are found also in greater Europe. The Sparnacian-Wasatchian percentage is rivalled, perhaps, only by the generic identity seen between the boreal faunas of North America and Eurasia during the Pleistocene. My percentage ciphers for Pleistocene and Recent, above cited, might vary from 5 more to 5 less when calculated by other workers, but would be singularly lower than the Sparnacian-Wasatchian percentage, nonetheless.

A very small number of the Sparnacian mammals may have been derived by evolution in situ from the preceding Late Paleocene Cernaysian fauna. These autochthons total no more than 15 to 20 percent of the Sparnacian fauna. It appears, therefore, that about 85 to 80 percent of the Sparnacian fauna was a sudden flood of mammalian allochthons from outside the European area. This horde of immigrants was a relatively balanced fauna, signifying many different niches in the economy of land life. There were tiny, medium-sized and large forms, herbivores, omnivores, carnivores, insectivores, frugivores, arboreal dwellers as well as ground dwellers, ambulatory and tree climbing forms. Only a few of the recognized land-mammal niches of earliest Eocene time — such as the saltatorial animals (the hoppers) and the habitual swimmers that may not have evolved yet — have no representation in the suite of genera that were the world travelers. I believe that there was a broad land connection between the Eastern Hemisphere and the Western Hemisphere in the beginning of Sparnacian-Wasatchian time and that it supported a complete spectrum of vegetative types and micro-climates in order for this fauna to disperse.

The following genera, as presently identified in the Sparnacian fauna, are found also in the Wasatchian fauna:

Multituberculata	Carnivora
<i>Parectypodus</i>	<i>Miacis</i>
<i>Ectypodus</i>	? <i>Vulpavus</i>
Marsupialia	? <i>Viverravus</i>
<i>Peratherium</i>	<i>Didymictis</i>
Insectivora	Condylarthra
? <i>Entomolestes</i>	? <i>Chriacus?</i>
<i>Apatemys</i>	<i>Dissacus</i>
Primates	<i>Pachyaena</i>
<i>Plesiadapis</i>	<i>Hyopsodus</i>
<i>Platychoerops</i> (?N.-Amer.)	<i>Phenacodus</i>
<i>Pelycodus</i>	Tillodontia
<i>Phenacolemur</i>	<i>Esthonyx</i>
Rodents	Pantodonta
<i>Paramys</i>	<i>Coryphodon</i>
<i>Microparamys</i>	Perissodactyla
<i>Pseudoparamys</i>	<i>Hyacotherium</i>
Creodonta	? <i>Hyrachyus?</i>
<i>Didelphodus</i>	Artiodactyla
<i>Oxyaena</i>	? <i>Bunophorus</i>
<i>Palaeonictis</i>	
? <i>Tritemnodon</i>	
<i>Protomus</i> or <i>Proviverra</i>	
? <i>Prolimnocyon</i>	

Did this European-immigrant mammalian fauna come directly from North Atlantic? Did it come via Asia or did it come by way of several routes? KURTÉN (1966) concluded that this dispersal wave came directly across the region that is now the North

Atlantic Ocean — from Greenland via Iceland to England and western mainland Europe. More recently, SZALAY & McKENNA (1971) have attempted to make correlation between the fossil record of the two Hemispheres and the now-abundant literature on the geology and geophysics of the oceanic areas. They suggest most strongly that there was an available land corridor from North America via what is now Greenland, Spitzbergen, the Barents Shelf and on into northwestern Europe but do not reject the possibility of some dispersal from North America through eastern Asia to Europe. Militating against this latter hypothesis is the documented existence of an extensive north-south seaway (or seaways) — the Turgai Straits — at the meridian of western Kazakhstan S.S.R. KURTÉN (1966) concluded that there was probably a land bridge across this seaway.

The Early Eocene mammalian sample from Asia comprises *Homogalax* or *Hyraotherium* (CHOW & LI 1965), *Heptodon* (CHOW & LI, 1965), ?*Probathyopsis* and *Coryphodon* (CHOW & TUNG 1962, 1965) from the Shantung and Kiangsi Provinces of China. These taxa intimate a very high degree of faunal affinity with the North American Wasatchian. All zoogeographers fervently hope that our colleagues in Asia may discover and intensively collect Early Eocene vertebrate sites in the near future.

D. E. RUSSELL has endeavored to find fossil mammals in the Paleogene strata of Spitzbergen but with no success as yet. Thus, there remain many imponderables with respect to the fossil record's substantiation for one of the various dispersal hypotheses.

The tremendous taxonomic identity between Sparnacian and Wasatchian mammals was curtailed abruptly by middle Eocene time and perhaps as early as the later Early Eocene, for the Middle Eocene land-mammal genera of Europe and North America are strikingly dissimilar. Thus it may be concluded that a sea or several seas quickly flooded the Sparnacian-Wasatchian land corridor, probably during the later Early Eocene (=Cuisian).

The dissimilarity of North American and European Late Paleocene and Middle Eocene land-mammal faunas makes even more remarkable the uniquely great similarity between the Early Eocene faunas. Concomitantly, there is justification in utilizing Sparnacian, as did JEPSEN (1963), for a Stage-Age name in North America, equivalent temporally to at least a part of the Wasatchian mammal age.

References

- AXELROD, D. I. & BAILEY, H. P., 1969: Paleotemperature analysis of Tertiary floras. — *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, **6**, 163—195.
- BONHOMME, M., ODIN, G. S. & POMEROL, C., 1968: Age des formations glauconieuses de l'Albien et de l'Eocène du Bassin de Paris. — *Colloque sur l'Eocène. Mém. Bur. Rech. géol. et min.*, **58**, 339—346.
- EVERNDEN, J. F., SAVAGE, D. E., CURTIS, G. H. & JAMES, G. T., 1964: Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. — *Amer. Jour. Sci.*, **262**, 145—198.

- CHOW, M. & LI, C.-K., 1965: *Homogalax* and *Heptodon* of Shantung. — Vert. PalAs., **9**, 19—21.
- & TUNG, Y., 1962: Notes on some new uinathere materials of China. — Vert. PalAs., **6**, 371—374.
- — 1965: A new coryphodont from the Eocene of Sinyu, Kiangsi. — Vert. PalAs., **9**, 118—121.
- JEPSEN, G. L., 1963: Eocene vertebrates, coprolites, and plants in the Golden Valley Formation of western North Dakota. — Geol. Soc. Amer. Bull., **74**, 673—684.
- KURTÉN, B., 1966: Holarctic land connexions in the early Tertiary. — Comment. Biol. Soc. Scient. Fenn., **29**, 1—5.
- SZALAY, F. S. & MCKENNA, M. C., 1971: Beginning of the age of mammals in Asia: The Late Paleocene Gashato Fauna, Mongolia. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. (in press).

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 159–166	3 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

***Bolivina wagneri* n. sp. (Foram.) und ihre Bedeutung für die Grenze Schleichsand/Cyrenen-Mergel im Mainzer Becken**

Von

VOLKER SONNE, Mainz*

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Die neue Art *Bolivina wagneri* hat sich nach Bearbeitung zahlreicher Profile als ein brauchbares Leitfossil erwiesen, das im Mainzer Becken auf den Oberen Rupel-Ton und den Schleichsand (= *Meletta*-Schichten des Oberrhein-Grabens) beschränkt ist. Damit ist erstmals die Möglichkeit gegeben, mit Hilfe der Mikrofauna den Schleichsand vom Cyrenen-Mergel zu trennen.

Abstract: After working on numerous profiles, the new species *Bolivina wagneri* has proved to be a useful key-fossil which, in the Mainz basin, is restricted to the Upper "Rupel-Ton" and the "Schleichsand" (= *Meletta*-beds of the Upper Rhine Graben). This results in the fact that, for the first time, it is possible to separate the "Schleichsand" from the "Cyrenen-Mergel" by the help of the micro-fauna.

Sommaire: L'étude de nombreuses coupes permet de constater que la nouvelle espèce *Bolivina wagneri* indique dans le Bassin de Mayence le «Rupelton» supérieur et le «Schleichsand» (= «*Meletta*-Schichten» du fossé rhénan). Ceci donne pour la première fois la possibilité de séparer à l'aide de la microfaune les «marnes à Cyrenes» du «Schleichsand» sous-jacent.

Einleitung und historischer Überblick

(Tab. 1)

Die Gliederung der oligozänen Schichten im Mainzer Becken oberhalb des Rupel-Tones war lange Zeit sehr unterschiedlich vorgenommen worden. So hat SANDBERGER (1847, S. 45) die den Rupel-Ton überlagernde Schichtenfolge als Cyrenen-Mergel ausgedehnt, den er 1863 (S. 432) dreifach untergliedert hat.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. V. SONNE, Oberlandesgeologe im Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarktstr. 9.

Tab. 1. Stratigraphische Gliederung

WEINKAUFF 1865	GROSS 1867	BOETTGER 1875		LEPSIUS 1883	DOLLFUS 1910	WENZ 1914	WAGNER 1926
Süßwasser- schicht	Cyrenenmergel	Süßwasser- bildung	oberer Cyrenenmergel	Mergel mit Süßwasser- schnecken	Marne ligniteuse à <i>Limnaea fabula</i>	Süßwasser- schichten	Süßwasser- zone
Cyrenenschicht		Psammobien- schichten		Echte Cyrenenmergel	Cyrenen-Mergel	Cyrenenmergel	Cyrenenmergel
		Aechte Cyrenenmergel					
Schicht mit <i>Cerithium plicatum papillatum</i>	Pernaschichten	Pernaschicht	mittlerer Cyrenenmergel	Papillaten- schicht	<i>Chenopussand</i>	Schleichsand	Papillaten- schichten
		Papillaten- schicht					Pernabank
<i>Chenopus</i> - schicht	<i>Chenopus</i> - schichten	<i>Chenopus</i> - sand	unterer Cyrenenmergel	Obere Schleichsande	Schleichsand, ob. Meeressand		<i>Chenopus</i> - schichten
		Cyprinen- schichten		Schleichsand			Cythereen- mergel
Grüner Meeresthon Septarienthon	Meeresthon von Creuznach	Rupelthon		Septarienthon	Rupelthon	Rupelton	Rupelton

Schleichsand

WEINKAUFF (1865, S. 174) hat diese Gliederung überprüft und gibt erstmals eine genaue Abfolge an, die vor allem im hier angesprochenen stratigraphischen Bereich auch heute noch gültig ist: Über dem „grünen Meeresthon“ (S. 194), den er mit Vorbehalt dem Septarienton (= Rupel-Ton) zurechnet, nachdem ihn die älteren Autoren noch als Basis der Cyrenen-Mergel auffaßten, läßt er die marine *Chenopus*-Schicht als obere Meeressande folgen (S. 195), in deren Hangendem die halbbrackische Schicht mit *Cerithium plicatum papillatum* als Übergangsglied liegt (S. 203). Diese wird überlagert von der brackischen Cyrenenschicht: grünliche, graue, gelbe mehr oder weniger plastische, oft sandige Letten mit Zwischenlagen kohlgiger Schichten, die meistens Süßwasserschnecken führen (S. 205). Im Hangenden folgt die Süßwasserschicht.

GROOSS (1867) trennt ebenso wie WEINKAUFF den Cyrenen-Mergel vom Liegenden ab, das er Obere Meeresbildungen nennt (S. 12). Es sind „Meer- und Landpetrefacten führende Sandschichten mit Blätterabdrücken; Schleichsande und Thone: 1. Cypri- nen-, 2. *Chenopus*-, 3. *Pernaschichten*.“ Diese Gliederung schränkt er jedoch ein, indem er bemerkt (S. 21): „mehrere der angeführten Profile lassen allerdings keine strenge Scheidung der oberen Meeresschichten unter dem Cyrenenmergel erblicken.“ GROOSS benützt m. W. erstmals das Wort „Schleichsand“, aber nur als lithologischen Begriff. Den Cyrenen-Mergel charakterisiert er als brackische Bildung mit zwischen- und übergelagerten Süßwasser- und Braunkohleschichten. Nur in ihm kommt die Leitform *Cyrena semistriata* vor. Bei zwei Funden dieser Art aus tieferen Lagen hält er eine Verlagerung aus höheren Schichten für möglich (S. 23).

BOETTGER (1875) faßt nun wieder die Schichten oberhalb des Rupel-Tones zur „Cyrenenmergelgruppe“ zusammen, gliedert sie aber etwa im Sinne von WEINKAUFF und GROOSS, wobei er die GROOSS'schen Cyprinenschichten durch Schleichsand ersetzt. Hier erhält erstmals „Schleichsand“ stratigraphische Bedeutung. Seine Gliederung:

Oberer Cyrenenmergel	{	Süßwasserbildung Psammobienschicht Echte Cyrenenmergel
Mittlerer Cyrenenmergel	{	<i>Pernaschicht</i> (local) Papillatenschicht (local) <i>Chenopussand</i>
Unterer Cyrenenmergel	{	Schleichsand

LEPSIUS (1883, S. 87) unterteilt die Cyrenenmergelgruppe, die er beibehält, etwas anders als BOETTGER:

- Mergel mit Süßwasser-Schnecken
- Graue Letten mit *Cyrena semistriata* oder „echte Cyrenenmergel“
- Graue Letten mit *Perna Sandbergeri* („Papillaten-Schicht“)
- Obere Schleichsande mit *Chenopus tridactylus*
- Untere Schleichsande mit *Corbulomya Nysti*

LEPSIUS erweitert also den Schleichsand um die Schichten mit *Chenopus*.

Diese Gliederung, die auf BOETTGER zurückgeht, wurde im großen und ganzen auch von KINKELIN (1892, S. 191–192) und STEUER (1910, S. 35) übernommen. DOLLFUS (1910, S. 586) folgt wieder der Gliederung von WEINKAUFF und GROOSS.

WENZ (1914, S. 328–330) hat wohl als erster für die ganze Schichtenfolge zwischen dem Rupelton und dem echten Cyrenen-Mergel den Begriff Schleichsand eingeführt.

Diese Gliederung wurde von W. WAGNER übernommen (1926, S. 41–49). Auch er unterteilt den Schleichsand, vor allem im westlichen Teil des Mainzer Beckens, nach Mollusken, eine Untergliederung, die jedoch im östlichen Bereich Rheinhessens nur schwer möglich ist, da hier der Schleichsand meist wenig Mollusken führt.

Die Schwierigkeiten der Grenzziehung zwischen Rupelton und Schleichsand einerseits, sowie zwischen Schleichsand und Cyrenen-Mergel andererseits, allein auf Grund der Molluskenfauna sind groß; lithologische Merkmale sind nicht zuverlässig, da glimmerreiche Mergel und Feinsande bereits im Oberen Rupel-Ton und auch im Cyrenen-Mergel vorkommen können.

DOEBL (1954) hat durch seine mikrofaunistischen Untersuchungen die Grenze Rupel-Ton/Sleichsand festlegen können.

Besondere Schwierigkeiten bereitet die Grenzziehung zwischen Schleichsand und Cyrenen-Mergel an Hand von Mikrofossilien. Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zu dieser Frage liefern. Es wird eine neue Bolivinen-Art vorgestellt, die vor Beginn der Cyrenen-Mergel-Sedimentation im Mainzer Becken erlischt.

Herzlich dankt der Verfasser Herrn Dr. SITTLER, Straßburg, für die Bereitstellung der Typensammlung von ANDREAE.

Paläontologische Beschreibung

Bolivina wagneri n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. WILHELM WAGNER, dem Erforscher des Tertiärs im Oberrhein-Graben und Mainzer Becken, verstorben am 20. November 1970 in Darmstadt.

Holotypus: Abb. 1a–c, Sammlung Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Nr. 6113/398/1.

Stratum typicum: Oberer Rupel-Ton, Mitteloligozän.

Locus typicus: Bohrung Nr. 703 für Autobahntrasse A 14, 2,5 m u. Gel., TK 25, Bl. 6113 Bad Kreuznach R 24860, H 27390.

Umfang des untersuchten Materials: 440 Exemplare¹⁾.

¹⁾ Die Typuserie (Paratypen) befindet sich in der Sammlung des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz unter den Nummern: 6013/79/1, 80/1, 107/1, 169/1, 241/1; 6014/191/1, 191/2; 6015/1269/1; 6112/38/1, 47/1, 52/1; 6113/82/1, 175/1, 192/1, 197/1, 398/2-421/1, 422/1, 441/1; 6114/91/1, 127/1, 129/1, 133/1, 134/1, 135/1; 6214/178/1; 6215/48/1/51/1.

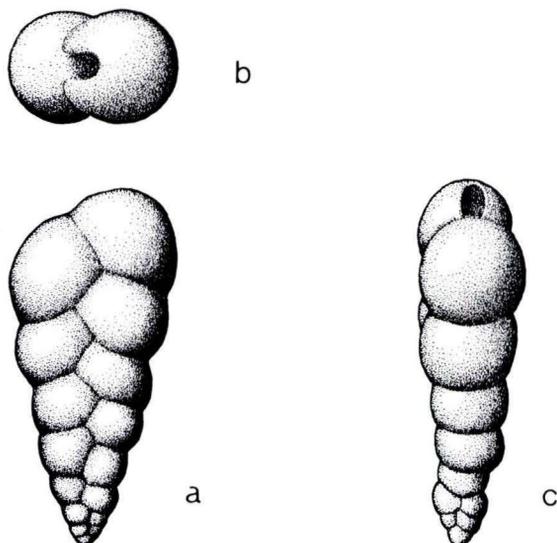


Abb. 1a—c. *Bolivina wagneri* n. sp. Holotypus, $\times 220$; Bohrung Nr. 703 für Autobahntrasse A 14, 2,5 m u. Gel., TK 25, Bl. 6113 Bad Kreuznach, R 24860, H 27390, Oberer Rupel-Ton, Mitteloligozän, Slg. Geol. L.-Amt Rheinland-Pfalz, Mainz, 6113/398/1. Zeichnung: W. OLBRECHT, Landau.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Bolivina* D'ORBIGNY mit folgenden Besonderheiten: Kleine Form mit eingesenkten Suturen und aufgeblähten Kammern. Mündung verhältnismäßig breit.

Beschreibung: Eine kleine zierliche *Bolivina* mit 11–17 Kammern. Gehäuse meist schwach durchsichtig, oft leicht gekrümmt und um die Längsachse unterschiedlich stark gedreht. Diese Torsion, die vermutlich durch Schwankungen des Salzgehaltes bedingt ist, kann vor allem bei den ersten Kammern so stark sein, daß das Gehäuse triserial erscheint (Abb. 2). Die letzten zwei bis drei Kammernpaare sind meist nicht gedreht. Es kommen aber auch Formen vor, die über die gesamte Gehäuselänge schwach tordiert sind. Gerade und ungedrehte Gehäuse sind selten. Die Peripherie ist gut gerundet. Das Gehäuse ist im Querschnitt oval. Die Suturen sind schmal und verhältnismäßig tief eingesenkt. Sie sind nicht gebogen. Der Surturwinkel beträgt 45° – 80° . Die Kammern, die an Größe normalerweise gleichmäßig zunehmen, sind aufgebläht. Infolgedessen erscheint der Gehäuseumriß girlandenförmig. Die Kammern sind eiförmig, nur wenig breiter als hoch, die ersten Kammern fast kugelig. Die Poren sind fein und gleichmäßig über die Kammernwände verteilt. Der Porenabstand beträgt 3 – 7μ . Die Mündung ist ein relativ breiter Schlitz (s. Anmerkung hinter dem Schriftenverzeichnis).

Länge: $0,13$ – $0,30$ ($0,43$) mm.

Breite: $0,07$ – $0,10$ ($0,18$) mm.

Proloculus: $0,015$ – $0,026$ mm. Verschiedene Generationsformen konnten nicht nachgewiesen werden.

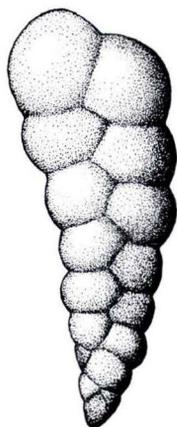


Abb. 2. *Bolivina wagneri* n. sp. Paratypus $\times 220$; Wasserbohrung NW Gau-Algesheim, 14,5 bis 17,0 m u. Gel., TK 25, Bl. 6014 Ingelheim, R 28300, H 37350, Schleichsand, Mitteloligozän, Slg. Geol. L.-Amt Rheinland-Pfalz, Mainz, 6014/191/1. Gehäuse anfangs stark gedreht. Zeichnung: W. OLBRECHT, Landau.

Bemerkungen: Die von ANDREAE (1884, Taf. 6 Fig. 6) abgebildete *Textilaria inflata* hat nach der Abbildung eine gewisse Ähnlichkeit mit der vorliegenden Form. Sie unterscheidet sich jedoch von *B. wagneri* durch ihre erheblich größere Länge und die größere Endkammer. Dies konnte auch durch vom Verfasser am Strangenberg bei Rufach/Elsaß aufgesammelte tertiäre Mergelproben, in denen *B. inflata* (ANDREAE) und *B. alsatica* (ANDREAE) vorkommen, bestätigt werden.

Die beiden Arten *inflata* und *alsatica* unterscheiden sich deutlich voneinander. Daher ist es unverständlich, wenn KLÄHN (1915) sie zusammenfaßt und sie zum Genus *Virgulina* stellt. Die von KLÄHN auf Taf. 5 Fig. 6 und 8 dargestellte *Virgulina alsatica* zeigt keine Ähnlichkeit mit den ANDREAE'schen Formen. Die auf Taf. 5 Fig. 7 abgebildete *Virgulina alsatica* AND. var. *texturata* BRADY (= *Virgulina textureta* BRADY) kommt der *B. inflata* (ANDREAE) erheblich näher, unterscheidet sich aber von ihr durch höhere Kammerzahl, schmalere Mündung, stumpferen Suturenwinkel und kleinere Endkammer. Die kleinere Endkammer und die aufgeblähten Kammern stimmen mit der neuen Spezies überein, nicht aber die übrigen genannten Merkmale.

VENGLINSKI (1958) bildet auf Taf. 30 Fig. 1 eine *Bolivina* aff. *punctata* ab, die nach der Zeichnung gewisse Ähnlichkeiten mit *B. wagneri* hat.

Bolivina textilarioides REUSS (1863, Taf. 10 Fig. 1) hat eine schmalere Schlitzmündung.

Bolivina spinescens CUSHMAN (1911, S. 46; 1937, Taf. 18 Fig. 17—19) ist viel größer und besitzt kleine „Dornen“ oder eine Körnelung nahe den Suturen.

Wie die Abb. 3, in der die Gehäuselängen der Formen des Oberen Rupel-Tones und des Schleichsandes getrennt dargestellt sind, zeigt, weist *Bolivina wagneri* eine phylogenetische Größenzunahme auf. Die meisten Formen des Oberen Rupel-Tones haben eine Länge von 0,18 mm, während das Maximum bei den Schleichsand-Formen bei 0,22 mm liegt. Da eine sichere Gliederung des bis zu 60 m mächtigen Schleichsandes im Mainzer Becken noch nicht möglich ist, konnten auch die Schleichsand-Formen noch nicht in Bezug auf ihre Gehäuselänge stratigraphisch unterteilt wer-

den. Nach Stichproben aus Schichten des höchsten Schleichsand ist eine weitere Längenzunahme wahrscheinlich. Aus dem Oberen Rupel-Ton wurden 185, aus dem Schleichsand 255 Exemplare gemessen.

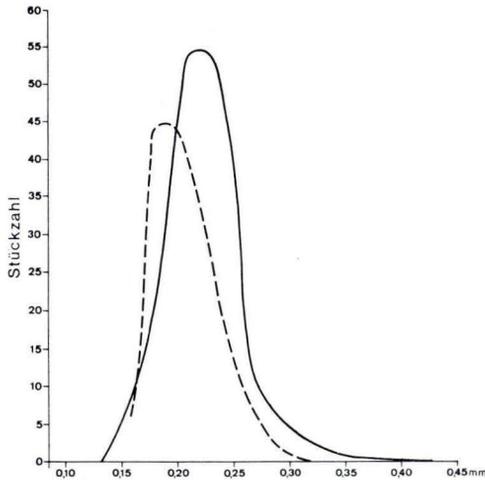


Abb. 3. Die Gehäuselängen der *Bolivina wagneri* n. sp. im Oberen Rupel-Ton (ausgezogene Linie) und im Schleichsand (unterbrochene Linie).

Regionale und stratigraphische Verbreitung der *Bolivina wagneri*

Bolivina wagneri wurde bisher in zahlreichen Einzelproben und Profilen des gesamten Mainzer Beckens und auch an den Rändern des Oberrhein-Grabens bis in den Raum Bad Dürkheim aufgefunden. Außerdem konnte Verfasser sie auch in der Erdölbohrung Gimmeldingen 1 am Kopf der *Meletta*-Schichten nachweisen. (Für die Genehmigung zur Veröffentlichung dankt der Verfasser auch an dieser Stelle der Wintershall AG).

Das erste Auftreten der *Bolivina wagneri* im Mainzer Becken wurde an der Basis des Oberen Rupel-Tones beobachtet. Sie erlischt an der Oberkante des Schleichsand. Im Oberen Rupel-Ton ist sie sehr häufig anzutreffen, im Schleichsand kommt sie in zahlreichen Lagen und zum Teil in großer Individuenzahl vor. Hier ist *Bolivina wagneri* nicht im gesamten Profil nachweisbar, da sie eine stark von der Lithofazies abhängige Form ist: sie kommt nur in Tonmergeln und selten in schwach feinsandigen Mergeln vor. Im Cyrenen-Mergel wurde sie noch nie gefunden.

Schriftenverzeichnis

- ANDREAE, A.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. — Abh. geol. Spec. Kte. Els.-Lothr., **2**, 3, 331 S., 12 Taf., Straßburg 1884.
 BOETTGER, O.: Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. — Ber. senckenb. naturf. Ges., **1873—74**, S. 50—102, Frankfurt/Main 1875.

- CUSHMAN, J. A.: A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. — U.S. nat. Mus. Bull., **71**, Pt. 2 Textulariidae, S. 108, 156 Abb., Washington 1911.
- A monograph of the subfamily Virgulinae of the Foraminiferal family Buliminidae. — Cushman Lab. Foram. Res., spec. Publ., **9**, 228 S., 1 Abb., 24 Taf., Sharon, Mass. 1937.
- DOEBL, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton — Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 57—111, 10 Abb., 3 Tab., Taf. 6, Wiesbaden 1954.
- DOLLFUS, G. F.: Résumé sur les terrains tertiaires de l'Allemagne occidentale. Le Bassin de Mayence. — Bull. Soc. géol. France, 4. sér., **10**, 7, S. 582—625, 6 Abb., Taf. 8 u. 9, Paris 1910.
- GROSS, H.: Erläuterungen geol. Spec.-Kte. mittelrh. geol. Ver., **79** S., Darmstadt 1867.
- KINKELIN, F.: Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. — Abh. geol. Spez.-Kte. Preußen, **9**, 4, 302 S., 2 Ktn., 12 Abb., Berlin 1892.
- KLÄHN, H.: Die Fossilien des Tertiärs zwischen Lauch und Fecht. I. Foraminifera II. Teil. — Mitt. naturhist. Ges. Colmar 1916/17, N.F., **14**, S. 1—83, Taf. 4—14, Colmar 1917.
- LEPSIUS, G. R.: Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. 181 S., 1 geol. Kte., Darmstadt (Bergsträßer) 1883.
- REUSS, A. E.: Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. — Sitzber. kgl. Akad. Wiss. Wien, **46**, 1. Abt., S. 5—100, 13 Taf., Wien 1863.
- SANDBERGER, F.: Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. 144 S., Wiesbaden 1847.
- Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. 458 S., 35 Taf., Wiesbaden 1863.
- STEUER, A.: Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt (IV), **31**, S. 34—62, 8 Taf., Darmstadt 1910.
- VENGLINSKI, I. V.: Foraminiferi miozenu Sakarpatja. — Akad. Nauk. Ukrain. RSR, 168 S., 36 Taf., Kiew 1958.
- WAGNER, W.: Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. Wöllstein-Kreuznach, 116 S., 4 Taf., Darmstadt 1926.
- WEINKAUFF, H. C.: Ein Beitrag zur Kenntniss der Tertiär-Bildungen in der Hessischen Pfalz und den angrenzenden preußischen und bayrischen Bezirken. — N. Jb. Miner. Geol. Palaeont., S. 171—211, Stuttgart 1865.
- WENZ, W.: Zur Palaeogeographie des Mainzer Beckens. — Geol. Rdsch. **5**, (5), S. 321—346, 8 Abb., Taf. 7, Leipzig 1914.

Anmerkung

Erst während der Drucklegung war es dem Verfasser möglich, die *Bolivina wagneri* mit dem Elektronenraster-Mikroskop zu untersuchen. (Für diese Arbeiten dankt der Verfasser Herrn TOCHTENHAGEN, Frankfurt/Main.) Danach ergeben sich folgende Ergänzungen:

Die Anordnung der Poren ist nicht so gleichmäßig. Der distale Teil der Kammerwände (etwa $\frac{1}{4}$) besitzt keine Poren. In den übrigen Teilen schwankt der Porenabstand zwischen maximal 10μ und $< 1 \mu$, da zwei Poren miteinander verschmelzen können. Der Durchmesser der Poren, die nicht immer kreisrund sind, beträgt $0,3\text{--}1,2 \mu$. Die Mündung besitzt einen sehr kleinen Kragen.

Es ist geplant, weitere Einzelheiten später zu veröffentlichen.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 167-174	1 Abb.	2 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Röhrentragende Spirorben (Polychaeta, Vermes) als Zeugen des sessilen Benthos aus dem pfälzischen Rotliegenden

Von

KARL R. G. STAFF, Mainz*

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln

Kurzfassung: Aufgrund von mikroskopischen Schalenstrukturuntersuchungen wurden während der Vorarbeiten zur Dissertation zahlreiche Spirorben in den Altenglaner Schichten des pfälzischen Unterrotliegenden entdeckt, die ein ca. 5 cm mächtiges Kalksteinbänkchen fast erfüllen. Dieser *Spirorbis*-Kalkstein wurde in der Umgebung von Friedelhausen/Pfalz festgestellt.

Bei den zur Gattung *Spirorbis* DAUDIN 1800 gehörenden Fossilien handelt es sich um 1—2,2 mm im Durchmesser große, plan- bis pseudoplane spirale, kalkige, skulpturierte Röhren, deren Serpuliden-Natur aufgrund des durchweg lamellaren Aufbaus der Röhrenwand keinem Zweifel unterliegt.

Ob die unbeweglich am Boden lebenden Tiere im Rotliegenden für limnische oder marine Fazies sprechen (beide Ansichten werden beispielsweise für das Oberkarbon in der Literatur vertreten), kann trotz der Bedeutung der Frage in dieser Arbeit nicht entschieden werden. Dies muß vielmehr weiteren Untersuchungen an der Begleitfauna des vorhandenen Materials vorbehalten bleiben.

Abstract: In the course of microscopic studies of monocoque constructions carried out in preparation of my Dr. rer. nat. thesis, numerous spirorbids were discovered in the Altenglan beds of the Lower "Rotliegendes" of the Saar-Nahe basin. They fill a limestone layer almost 5 cm wide. This *Spirorbis* limestone was located in the area of Friedelhausen/Pfalz.

The fossils belonging to the genus of *Spirorbis* DAUDIN 1800 have the form of calcareous tubes — plane or pseudoplane spirals — with concentric ridges on the outer surface. The diameter range form 1—2.2 mm. There is no doubt about their serpulid character because of the entirely lamellar structure of the tube partition.

Whether the animals, with a stationary existence at the bottom, indicate a lacustrine or marine facies in the "Rotliegendes", cannot be determined in this paper. Despite the importance of this problem (for the Carboniferous both opinions are represented in the literature), a decision has to be reserved until further research on the associated fauna in the limestone is presented.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. R. G. STAFF, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Einleitung

Der folgende Beitrag ist ein Nebenergebnis der Dissertation des Verfassers. Es werden zwar keine weltbewegenden Dinge mitgeteilt, da aber hier eine bisher im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens unbekannte Fossilgruppe (besonders deren Gehäuse) nachgewiesen wird, findet er evtl. doch das Interesse der Fachwelt.

STAESCHE erwähnt (1963, S. 3), daß Würmer zur Zeit des Unter-Perms (Rotliegendes) aufgrund ihrer Lebensäußerungen (Spuren, Koprolithen, Bohrröhren) gelebt haben müssen, betont aber zugleich, daß eigentliche Wurm-Fossilien unbekannt sind.

Demgegenüber vermerkte schon lange Zeit vorher STERZEL (1899, S. 277) *Gyromyces ammonis* GÖPPERT syn. *Spirorbis (Microconchus) pusillus* MARTIN bzw. (1907, S. 374 und 781) *Spirorbis (Microconchus) carbonarius* BINNEY aus dem Rotliegenden von Oppenau/Schwarzwald (s. auch REGELMANN 1934, S. 45). Nach der Literaturkenntnis des Verfassers war dies bisher der einzige Hinweis auf Spirorben aus dem limnischen deutschen Rotliegenden.

Die Behauptung von STAESCHE (op. cit.) kann nunmehr aufgrund eigener Entdeckungen (STAPF 1970, S. 184f.) und Untersuchungen widerlegt und ergänzt werden. Dabei sei jedoch hervorgehoben, daß bereits REIS 1903, S. 112, und 1905, S. 125ff., die gleichen Fossilien aus dem Saar-Nahe-Rotliegenden gefunden, sie aber als zu den Gastropoden gehörig beschrieben hat (*Palaeorbis palatinus* REIS 1905).

Die Annelidennatur der vom Verfasser aufgefundenen Fossilien läßt sich durch vergleichende mikroskopische Schalenstrukturuntersuchungen zweifelsfrei nachweisen.

Die systematische Einstufung kann aufgrund der Synonymie-Hinweise (*Palaeorbis* syn. *Spirorbis*) von BARROIS (1904, S. 51), WATERLOT (1934, S. 32), HOWELL (1962, S. 160) und STRAUCH (1966, S. 271) zur Gattung *Spirorbis* DAUDIN 1800 (Fam. Serpulidae SAVIGNY 1820, Ordnung Sedentarida LAMARCK 1809, Klasse Polychaeta GRUBE 1851, Unter-Stamm Annelida LAMARCK 1809) vorgenommen werden.

Über die Frage, ob *Spirorbis* nur in marinem oder auch in limnischem Milieu vorkommt, gehen die Meinungen auseinander. So betont z. B. STRAUCH (1966, S. 269), daß *Spirorbis* auf marine Fazies oder marine Beeinflussung hinweist, während MALAQUIN (1904, S. 70) die Anpassung der Spirorben an das Süßwasser aus dem nordfranzösischen Karbon erläutert, BECKMANN (1954, S. 107) und HOWELL (1962, S. 160) deren Auftreten im Süßwasser betonen und CALVER (1968, S. 161) ausführlich beschreibt, daß im englischen Oberkarbon (Coal Measures) Spirorben nur ausnahmsweise in marinen Schichten vorkommen, während sie in der nichtmarinen Muschel-Fazies charakteristisch sind (s. auch GÖTZ 1931, S. 420 und VAN DER HEIDE 1956).

Beschreibung der gefundenen Fossilien

Die aufgefundenen Fossilien erfüllen fast völlig ein etwa 5 cm mächtiges Kalksteinbänkchen im Basisbereich der Altenglaner Schichten (ru), welches in Siltsteine eingebettet ist. Fundpunkte dieses Kalksteins liegen vor allem in der Umgebung von Friedelhausen/Pfalz (TK 25 Wolfstein, s. STAPF 1970, S. 184).

Bei den Fossilgehäusen handelt es sich um 1–2,2 mm im Durchmesser große,

rechtsgewundene, kalkige, plan- bis pseudoplanspirale, skulpturierte Röhren, die oft auf einer Seite deutlich abgeplattet sind (Abb. 1d—l, S. 170 und Taf. 2). Die Umknickstelle der Röhrenwand wird somit durch eine Kante angezeigt (Taf. 1 Fig. 4).

Die erwähnte Oberflächenskulpturierung der Röhren weist Quer- und Längselemente auf. Die Querelemente bestehen aus feinen, unter dem Mikroskop deutlich sichtbaren, dicht stehenden Rippen und z. T. Runzeln, die etwa parallel verlaufen, aber auf der Lateralseite der Röhre oft aufgabeln (Taf. 1 Fig. 3). Dadurch wird die Zahl der Rippen auf der Externseite erhöht. Die Längselemente zeigen sich in zahlreichen feinsten Streifen, die hinter den Querrippen stark zurücktreten und sich mit diesen vergittern. Der Verlauf der Rippen wird durch die abgeplatteten Stellen der Röhren nicht unterbrochen. An den Umknickstellen sind die Querrunzeln z. T. spitzenartig verlängert oder es sind ihnen kleine miteinander verbundene Knoten aufgesetzt.

Die Röhren sind im Kalkstein unzerdrückt erhalten (Taf. 1 Fig. 1) und sekundär von Calcit ausgefüllt. Ihre Querschnittsform ist rundlich (Abb. 1a—c, S. 170). Die Röhrenwand selbst ist im Durchschnitt 25—50 μm dick. Sie besteht aus konzentrischen, in sich etwas wirren Calcit-Lamellen-Lagen, wobei entgegen der Angabe von MÜLLER (1963, S. 398) nicht zwischen äußerer und innerer Lamellenschicht unterschieden werden kann. Dies ist vermutlich auf Umkristallisation des primären Mineralbestandes zurückzuführen. Die Annelidennatur darf jedoch danach wie auch nach den Abbildungen in SCHMIDT (1951), JOHNSON (1951, S. 96 ff.), MAJEWSKE (1969, S. 20f., Taf. 15) und HOROWITZ-POTTER (1971, S. 60 ff.) als gesichert gelten.

Wie bei den Querrippen auf der Röhrenoberfläche läßt sich auch unter dem Mikroskop beobachten, daß die Lamellen in den abgeplatteten Röhrenteilen nicht gestört sind und sich scheinbar immer parallel zur Auflagerungsfläche orientieren. Die z. T. sehr unregelmäßige Form der Röhrenwand im mikroskopischen Bereich läßt sich somit evtl. auf ein lebhaftes Mikrorelief der ehemaligen Sedimentoberfläche beziehen.

Selbst die einzelnen Umgänge folgen der Auflagerungsfläche nach oben oder nach unten. Sie tauchen, im Querschnitt gesehen, in verschiedenen Höhenlagen auf, ohne den Zusammenhalt mit den Nachbarumgängen zu verlieren.

Die verschiedenen Anpassungsformen der Röhrenwand an den Untergrund sind in Abb. 1d—l, dargestellt.

In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu erwähnen, daß nirgends ein Hinweis auf eine Anwachsstelle gefunden wurde. Auch liegen die untersuchten Spirorben zwar dicht gedrängt, aber doch isoliert und in verschiedener Orientierung im Gestein (Taf. 1 Fig. 2 u. 5). Dies ist ungewöhnlich, da die in der Literatur abgebildeten permischen und oberkarbonischen Stücke (außer der von REIS 1905 beschriebenen *Palaeorbis* syn. *Spirorbis*) alle im Verband mit Pflanzenresten gezeigt werden.

Betrachtet man die Bauweise der Spirorbenröhren insgesamt, so zeigt sich, daß kein festliegender Gehäusebauplan entwickelt ist. Auffällig ist in jedem Fall die Abhängigkeit der Gehäuseform vom Untergrund.

Neben den Spirorben wurde in dem bearbeiteten Kalkstein eine Begleitfauna, bestehend aus Fischen, Muscheln, Schnecken und bislang noch nicht bestimmbar Fossilresten, entdeckt. Diese Fossilgruppen treten jedoch gegenüber den Spirorben nur sporadisch auf. Genauere Untersuchungen stehen noch aus.

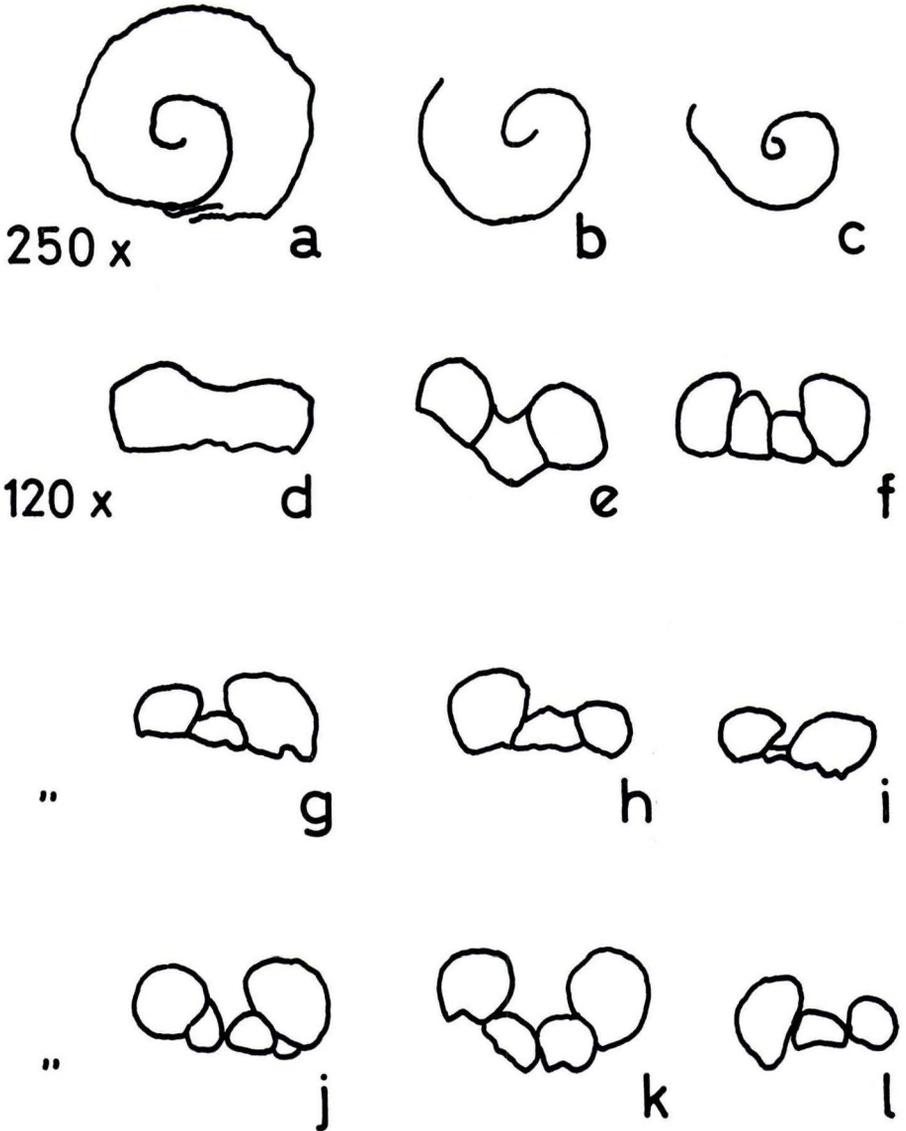


Abb. 1. Dünn- und Anschliff-Querschnitte von Spirorben aus den Altenglaner Schichten (ru) des Saar-Nahe-Beckens (Profil Friedelhausen, Schicht 2). a—c: Schnitt in der Aufrollungsebene, 250 \times ; d—l: Verschiedene Gehäusetypen (quer zur Aufrollungsebene geschnitten) in ihrer Anlehnung an die Auflagerungsfläche, 120 \times

Palökologische Bemerkungen

Die alleinige Betrachtung der Spirorben innerhalb der vorn genannten Faunengemeinschaft erlaubt leider nur wenig ergiebige palökologische Bemerkungen. Ausgehend von der gut bekannten Ökologie der rezenten Spirorben läßt sich feststellen, daß

die rezenten Vertreter sowohl im marinen Milieu (dort vorherrschend, STRAUCH 1966, S. 271) als auch unter nicht-marinen Bedingungen existieren können (TRUEMAN 1964, S. 52). Die Möglichkeit der rezenten Spirorben im nicht-marinen Bereich leben zu können, wird vom letztgenannten Autor osmo-regulativen Eigenschaften zugeschrieben. Ob im marinen oder limnischen Bereich zeigen sie jedoch in jedem Fall Flachwasserverhältnisse an.

Ihr Massenvorkommen hängt nach BECKMANN (1954, S. 108) „mit der Lebensweise der Larven zusammen, die schwarmweise die elterlichen Gehäuse verlassen und dann ebenso schwarmweise die Substrate besiedeln“. Die schwimmfähigen Larven leben nur kurze Zeit frei im Wasser, um sich dann an einem vermutlich chemotaktisch ausgesuchten Gegenstand festzuheften.

Aus den Beobachtungen an rezenten Spirorben läßt sich schließen, daß auch die fossilen im Flach-(= Frisch-)wasserbereich gelebt haben. Bis auf wenige Ausnahmen scheinen sie sich alle an lebende oder tote Tiere oder Pflanzen angeheftet zu haben. Bei den Rotliegend-Spirorben wurde dies bis jetzt nicht beobachtet. Aus der vorn beschriebenen Abhängigkeit der Gehäuseform von einer Unterlage läßt sich damit der Schluß ziehen, daß die bearbeiteten Spirorben keinem Organismus, sondern der Sedimentoberfläche direkt anhafteten. Zu den gleichen Ergebnissen kommt auch CALVER (1968, S. 161) bei einigen *Spirorbis*-Kalksteinen des englischen Oberkarbons (Upper Coal Measures).

Damit wären die Spirorben des pfälzischen Rotliegenden der Beweis für sessil benthonische Lebewesen, deren Nachweis für das Saar-Nahe-Becken bisher noch ausstand.

Die dauernd in ihren Gehäusen lebenden Würmer fanden unter den Flach- und Frischwasserverhältnissen sicher günstige Lebensbedingungen. Nach BECKMANN (1954, S. 111) weiß man von rezenten marinen Spirorben, daß ihre Röhren innerhalb eines Jahres ausgewachsen sind. Auf den vorliegenden Fall übertragen, hätte man damit mit allen Vorbehalten ein ungefähres Zeitmaß für die Bildung des 5 cm mächtigen *Spirorbis*-Kalksteins.

Ob nun die Spirorben für das Paläozoikum ausschließlich marine Fazies anzeigen (wie es z. B. STRAUCH 1966 vertritt, wobei Anpassung gegen leicht wechselnde Salinität genehmigt wird) oder tatsächlich auch im limnischen Bereich leben konnten (CALVER 1968, VAN DER HEIDE 1956), kann trotz der Bedeutung der Frage in dieser Arbeit nicht entschieden werden. Wenn beispielsweise eine Vergesellschaftung mit limnisch kontinentalen Organismen als Beweis für limnische Fazies abgelehnt wird, wie soll dann überhaupt noch diese Fazies verifiziert werden?

Eine detaillierte Bearbeitung der die Spirorben begleitenden Fauna steht noch aus. Es bleibt zu hoffen, daß dann die Möglichkeit eines Beweises etwas näher rückt. Der liegende und hangende Schichtverband liefert jedenfalls mit seiner Gesamtflora und -fauna keinen Hinweis auf marine Beeinflussung (STAPF 1970).

Zusammenfassung

Bei den Geländeuntersuchungen zur Dissertation wurde in der Umgebung von Friedelhausen/Pfalz in den Altenglaner Schichten des Unterrotliegenden ein ca. 5 cm

mächtiges Kalksteinbänkchen entdeckt, das fast völlig von Spirorben erfüllt ist. Deren Nachweis gelang durch mikroskopische Schalenstrukturuntersuchungen.

Die zur Gattung *Spirorbis* DAUDIN 1800 gehörenden Fossilien bilden 1–2,2 mm große, rechtsgewundene, kalkige, plan- bis pseudoplanspirale, skulpturierte Röhren. Diese sind oft seitlich abgeplattet, was auf eine Anlehnung an die Auflagerungsfläche hindeutet.

Die Röhrenwand selbst ist aus einer Calcit-Lamellenschicht aufgebaut, wobei sich die Lamellen parallel der Oberfläche orientieren. Die Skulpturierung der Röhrenoberfläche besteht aus feinen Querrippen und winzigen Längsrundeln, die sich verjüngen.

In dem *Spirorbis*-Kalkstein tritt neben den Spirorben eine Begleitfauna aus Fischen, Muscheln, Schnecken und unbekanntem Fossilresten auf. Mit den Spirorben wurde für das Rotliegende des Saar-Nahe-Beckens erstmalig eine sessil benthonische Fossilgruppe nachgewiesen. Sie spricht eindeutig für Flachwasserverhältnisse.

Ob die Spirorben im Rotliegenden für marine oder limnische Fazies sprechen, kann trotz der Bedeutung der Frage in dieser Arbeit nicht entschieden werden. Wenn auch die paläontologischen Verhältnisse (Floren- und Faunenführung) im Liegenden und Hangenden des *Spirorbis*-Kalksteins eine marine Beeinflussung auszuschließen scheinen, so muß doch die Entscheidung der genauen Bestimmung der Begleitfauna der Spirorben vorbehalten bleiben.

Danksagung

Für die Übertragung der deutschen Kurzfassung der Arbeit in geschliffenes Englisch danke ich Fräulein cand. phil. BÄRBEL SPÜHLER herzlich. Daneben danke ich Herrn H. KAUL für die Anfertigung von Dünn- und Anschliffen.

Schriftenverzeichnis

- BARROIS, CH.: Sur les Spirorbes du Terrain Houiller de Bruay (Pas-de-Calais). — Ann. Soc. géol. Nord, **33**, S. 50–62, Lille 1904.
- BECKMANN, H.: Zur Kenntnis der fossilen Spirorben. — Senck. leth., **35**, 1/2, S. 107–113, 4 Abb.-Gruppen, 1 Taf., Frankfurt a. M. 1954.
- CALVER, M. A.: Coal measures invertebrate faunas. — In: MURCHISON, D. & WESTOLL, T. S. (Ed.): Coal and coal-bearing strata. S. 147–177, 7 Fig., Edinburgh and London 1968.
- GÖTZ, G.: Bau und Biologie fossiler Serpuliden. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **66**, B, S. 385–438, 4 Abb., Taf. 22 u. 23, Stuttgart 1931.
- HOROWITZ, A. S. & POTTER, P. E.: Introductory Petrography of Fossils. 302 S., 100 Taf., 28 Fig., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1971.
- HOWELL, B. F.: Worms. — In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W: Miscellanea, S. 144–S. 177, Fig. 85–108, New York and Lawrence/Kansas 1962.
- JOHNSON, J. H.: An introduction to the study of organic limestones. — Quart. Colorado School Mines, **46**, 2, 185 S., Golden/Colo. 1951.
- MAJEWSKE, O. P.: Recognition of invertebrate fossil fragments in rock and thin sections. — Internat. sedimentpetrogr. ser., **13**, 101 S., 106 Taf., 19 Diagr., Leiden (Brill) 1969.
- MALAQUIN, A.: Le *Spirorbis pusillus* du Terrain Houiller de Bruay. La formation du tube des Spirorbes et leur adaptation en eau douce à l'époque houillère. — Ann. Soc. géol. Nord, **33**, S. 63–75, 1 Abb., Taf. 2, Lille 1904.

- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. II: Invertebraten, Teil 1: Protozoen-Mollusca 1. 2. Aufl., 574 S., 712 Abb., Jena (VEB G. Fischer) 1963.
- REGELMANN, K.: Erl. geol. Spez.-Kte Württemberg, Bl. Obertal-Kniebis. 162 S., Stuttgart 1934.
- REIS, O. M.: Das Rothliegende (Permische System). — In: AMMON, L. v.: Erl. Bl. Zweibrücken (Nr. XIX) geogn. Kte. Königreich Bayern. S. 106—135, München 1903.
- Über *Palaeorbis*. — Geogn. Jh., **16f.** 1903, S. 125—143, 1 Taf., München 1905.
- SCHMIDT, W. J.: Die Unterscheidung der Röhren von Scaphopoda, Vermetidae und Serpulidae mittels mikroskopischer Methoden. — Mikroskopie, **6**, 11/12, S. 373—381, 14 Abb., Wien 1951.
- STAESCHE, K.: Übersicht über die Fauna des deutschen Rotliegenden (Unteres Perm). A. Wirbellose mit Ausschluß der Insekten. — Stuttgarter Beitr. Naturkde., Nr. 96, 12 S., 2 Tab., Stuttgart 1963.
- STAPF, K. R. G.: Lithologische Untersuchung der Altengländner Schichten im saarpfälzischen Unterrotliegenden mit besonderer Berücksichtigung der Karbonatgesteine. Diss. Univ. Mainz, 231 S., 52 Abb., 15 Tab., 22 Profiltaf., 1 geol. Kt. im Anhang, Mainz 1970.
- STERZEL, J. T.: Die Flora des Rotliegenden von Oppenau im badischen Schwarzwalde (Blatt Petersthal-Reichenbach). — Mitt. großherzogl. bad. geol. L.-Anst., **3**, S. 259 bis 352, Taf. 8—11, Heidelberg 1899.
- Die Karbon- und Rotliegendefloren im Großherzogtum Baden. — Mitt. großherzogl. bad. geol. L.-Anst., **5**, S. 345—879, Taf. 14—68, Heidelberg 1907.
- STRAUCH, F.: Zur Autökologie und über bemerkenswerte Funde von *Spirorbis* DAUDIN 1800 (Polychaeta sedentaria) im Oberkarbon des Saargebietes. — Paläont. Z., **40**, 3/4, S. 269—273, 1 Abb., Stuttgart 1966.
- TRUEMAN, E. R.: Adaptive morphology in paleoecological interpretation. — In: IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Ed.): Approaches to Paleocology, S. 45—74, 10 Abb., 1 Tab., New York (J. Wiley) 1964.
- VAN DER HEIDE, S.: Quelques remarques sur *Spirorbis pusillus* (MARTIN) du Carbonifère des Pays-Bas. — Leidse geol. Meded., **20**, S. 100—109, Leiden 1956.
- WATERLOT, G.: Études des Gîtes Minéraux de la France. Bassin Houiller de la Sarre et la Lorraine. II. Faune fossile. Étude de la Faune continentale du Terrain Houiller Sarro-Lorrain. 317 S., Taf. A u. 1—24, Lille 1934.

Tafelerklärungen

Tafel 1

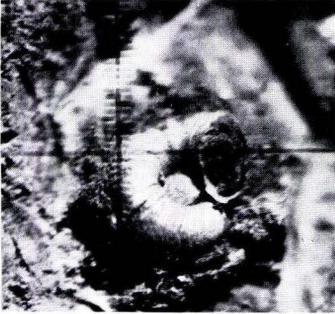
Spirorbis-Gehäuse im *Spirorbis*-Kalkstein der Altenglaner Schichten (ru) des Saar-Nahe-Beckens (Umgebung von Friedelhausen/Pfalz).

- Fig. 1. Einzelne *Spirorbis*-Röhre mit sichtbarer Anfangswindung und Röhrenquerschnitt. Querrippen sind nur undeutlich zu erkennen. Vergr. $9\times$
- Fig. 2. Aus dem Stein herausgewitterte, pseudopianspirale *Spirorbis*-Röhren, z. T. aufgebrochen, dadurch sichtbare Röhreninnenseite. Vergr. $5\times$
- Fig. 3. Wie Fig. 2, hier Querrippen sichtbar. Vergr. $9\times$
- Fig. 4. Einzelne *Spirorbis*-Röhre mit deutlicher Kante an der Umknickstelle zur abgeplatteten Seite der Röhre. Deutlich sichtbare Querrippen. Vergr. $15\times$
- Fig. 5. Anschliff des *Spirorbis*-Kalksteins mit quer zur Aufrollungsebene geschnittenen *Spirorbis*-Röhren (dunkel), z. T. deutlich sichtbare seitliche Abplattung der Gehäuse (= Anlehnung an die Auflagerungsfläche). Vergr. $5\times$

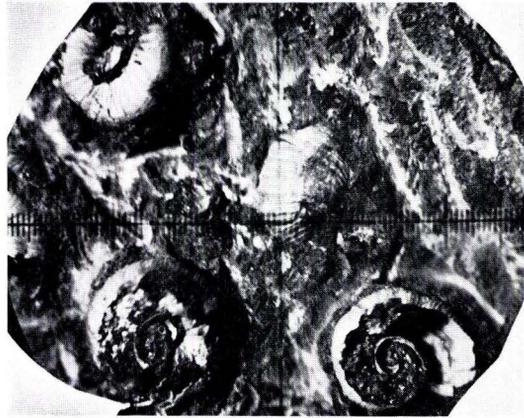
Tafel 2

- Fig. 1. Dünnschliff des *Spirorbis*-Kalksteins mit Querschnitten durch *Spirorbis*-Gehäuse, die z. T. eine deutliche seitliche Abplattung erkennen lassen. Vergr. $20\times$
- Fig. 2. Wie Fig. 1, mit Alizarin Rot S gefärbter Dünnschliff. Vergr. $20\times$
- Fig. 3. Wie Fig. 2. Vergr. $20\times$

1



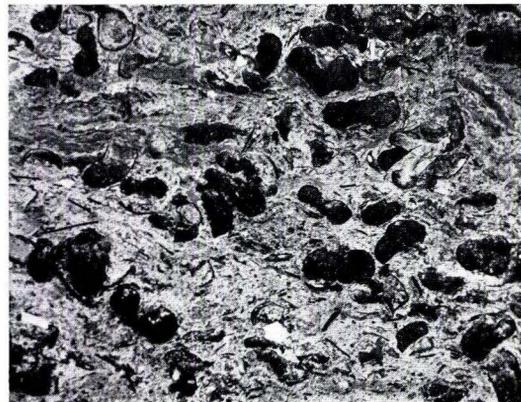
2



3

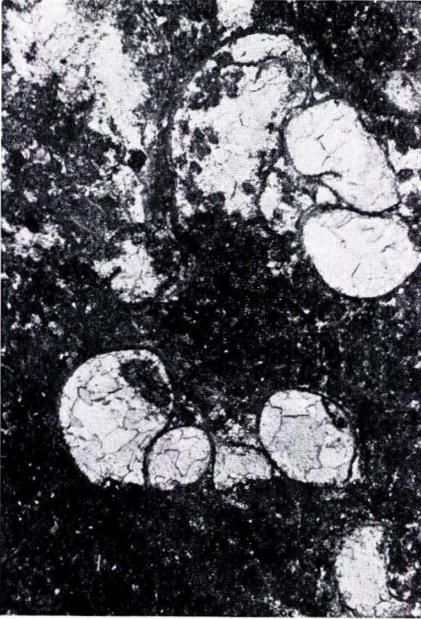


4



5

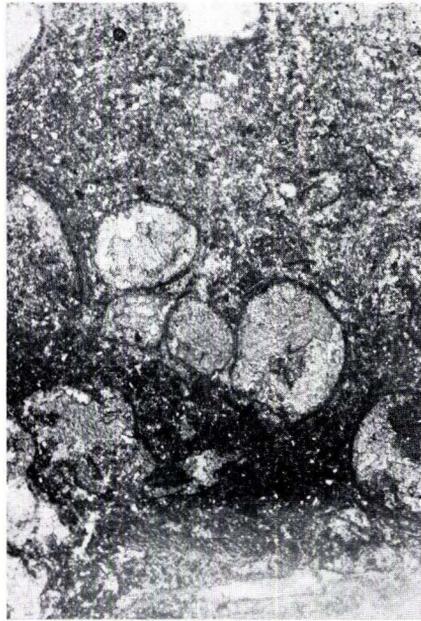
1



2



3



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 175-177	1 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Moderne physikalische Hilfsmittel der Paläontologie

(Demonstriert am Beispiel einer ?Urodele in einem bulgarischen Ölschiefer)

Von

WILHELM STÜRMER, Erlangen*

Mit 1 Tabelle und 3 Tafeln

Die ersten Untersuchungen von Fossilien mit Röntgenstrahlen sind vor ziemlich genau 75 Jahren — nur 9 Monate nach der Entdeckung der unsichtbaren, durchdringenden Strahlung durch W. C. RÖNTGEN — von BRÜHL und LEMOINE durchgeführt worden. In den folgenden Jahrzehnten finden sich immer wieder sporadische Arbeiten, die sich des gleichen Hilfsmittels bedienen. In den Dreißigerjahren beobachten wir ein sprunghaftes Ansteigen solcher Veröffentlichungen durch W. LEHMANN, auf dessen Konto allein bis zu seinem Tode 1959 über 30 Arbeiten gehen (Tab. 1).

Tab. 1. Zahl der geologisch-paläontologischen Veröffentlichungen mit Anwendung von Röntgenuntersuchungen

1896—1899: 8	1930—1939: 32
1900—1909: 3	1940—1949: 19
1910—1919: 10	1950—1959: 22
1920—1929: 15	1960—1970: 78

Nachdem sich in jüngerer Zeit die Ansicht verbreitet hatte, daß in der Paläontologie nicht mehr viel Neues zu entdecken sei, wurde eben diese Meinung in den letzten Jahren durch die Anwendung verfeinerter physikalischer Methoden widerlegt. Dabei spielen neben weicher Röntgenstrahlung auch spezielle höchstaflösende Photoplaten und fernsehtechnische Mittel zur Bildharmonisierung (vor allem zum Herausheben feinsten Details) eine wichtige Rolle (STÜRMER 1968, 1969, 1970).

Welche Möglichkeiten hier der Paläontologie erschlossen werden, sei an einer Bildreihe von einer kleinen Urodele (?) demonstriert.

Das kleine Tier wurde in einem Ölschiefer von Serpinovo¹) im Strumatal in Bulgarien gefunden und liegt seit Jahrzehnten in der Bayerischen Staatssammlung in München.

Taf. 1 Fig. 1 zeigt die Oberflächenaufnahme des unpräparierten Stückes. Eine erste Röntgenaufnahme (Fig. 2) zeigte deutlich, daß ein Teil der Wirbelsäule, beson-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. STÜRMER, 852 Erlangen, Burgbergstr. 20.

ders im Bereich der Vorderfüße, durch Fremdeinschlüsse überlagert war, wodurch das Erkennen von Details erschwert wurde. Die Stereo-Röntgenaufnahme (Taf. 2 Fig. 3) ließ sofort erkennen, daß die störenden Ablagerungen, die Röntgenshatten verursachten, sich in einer sehr dünnen Schicht an der Rückseite der Schieferplatte befanden und leicht mechanisch wegpräpariert werden konnten. Danach wurde erneut eine Röntgenaufnahme (Taf. 1 Fig. 4) auf höchstauflösendes Plattenmaterial (Kodak Maximum Resolution Plates) gemacht. Die Verbesserung gegenüber Fig. 2 ist eindrucksvoll.

Da die Platten ein außerordentliches hohes Auflösungsvermögen haben, kann man die Aufnahmen sehr stark vergrößern und damit Details erkennen, die dem Auge vorher verborgen geblieben sind. So zeigten z. B. die auf den Rücken- und Halswirbeln sitzenden Bögen, daß sie eine mit Löchern durchbrochene Struktur (Taf. 1 Fig. 5) haben. Auch der hervorragende Erhaltungszustand der beiden hinteren Extremitäten war mehr als überraschend (Taf. 2 Fig. 6).

Mit Hilfe eines von der Siemens AG Unternehmensbereich Medizinische Technik, für die Auswertung von medizinischen Röntgenaufnahmen entwickelten Gerätes (Transicon) werden die Aufnahmen betrachtet und man erkennt durch Variation des Grob- und Feinkontrastes Einzelheiten, die auch mit einer Lupe auf der Originalaufnahme kaum sichtbar sind. Die praktisch kornlose Aufnahme auf der höchstauflösenden Platte wird dabei mit einem Fernsehmikroskop aufgenommen, das Bildsignal mit einer komplizierten Elektronik umgeformt, auf einem Fernsehempfänger wiedergegeben und von dem Bildschirm abphotographiert. Die Fig. 7, 8, 9 (Taf. 3) sollen aufzeigen, welche Details noch sichtbar gemacht werden können. In dem kleinen Schädel, der schon zerstört eingebettet wurde, sind sowohl im Ober- wie im Unterkiefer die Zähne zu erkennen. In den Hand- und Handwurzelknochen ist die spongiöse Struktur noch erhalten, selbst die einzelnen Fingerglieder, die weniger als 1 mm lang sind, zeigen noch Details.

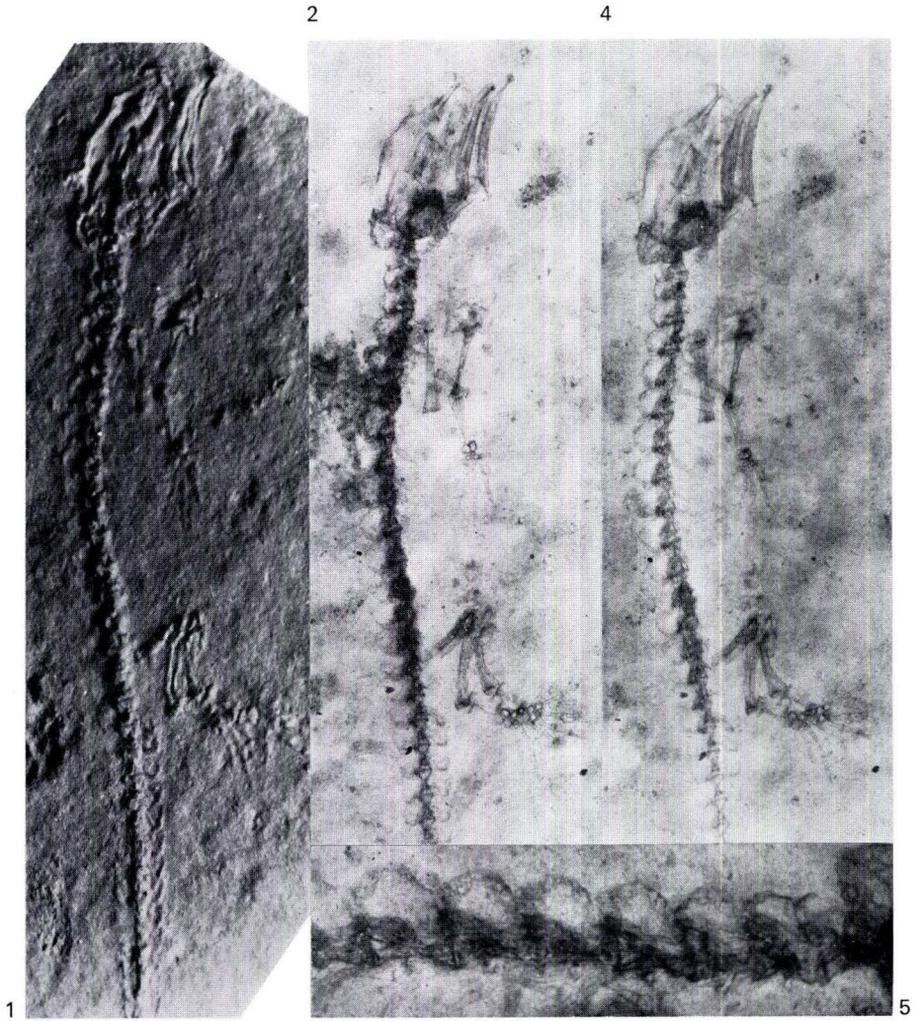
Die Bildfolge soll ein Beispiel sein, welche Möglichkeiten der Paläontologie heute von seiten der Physik zur Verfügung stehen. Sie in Zukunft mehr und mehr zu nutzen, ist Aufgabe der jungen Paläo-Wissenschaftler.

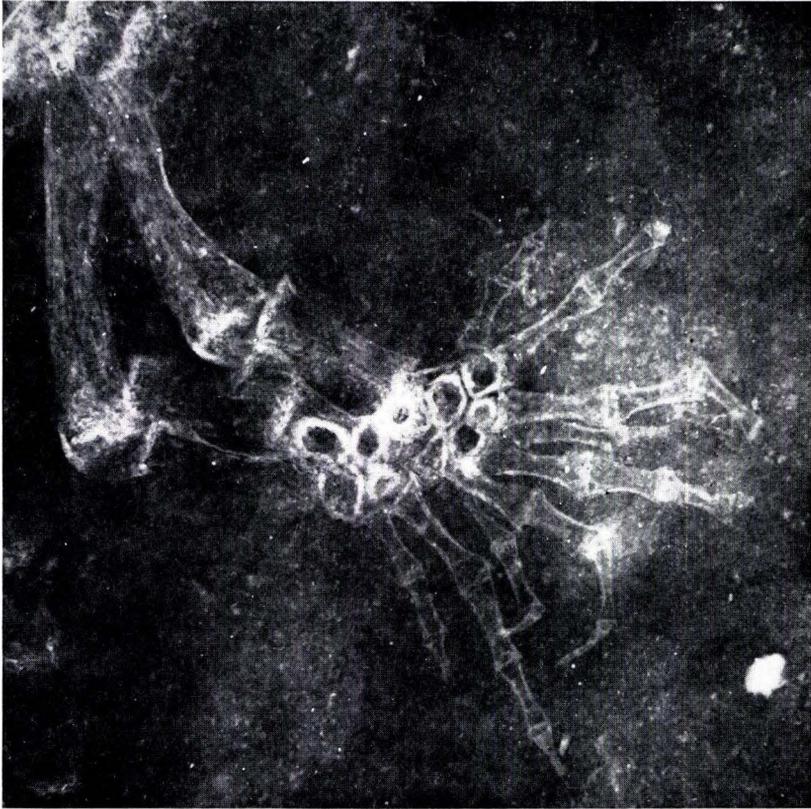
Herrn Dr. P. WELLNHOFER, Inst. für Historische Geologie und Paläontologie der Universität München, in dessen Händen die Bearbeitung des Fossils liegt, danke ich für die Erlaubnis zum Abdruck der Bilder und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung der Untersuchungen.

Schriftenverzeichnis

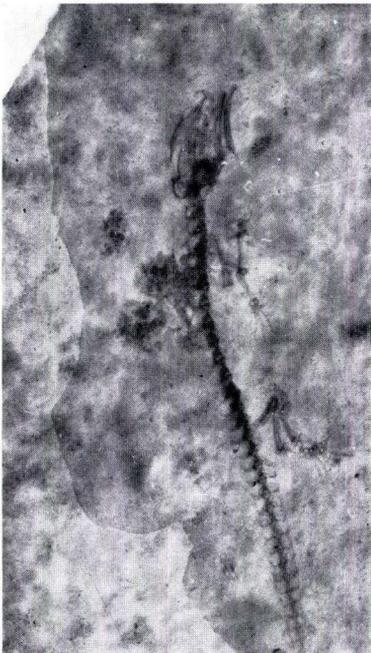
- STÜRMER, W.: Einige Beobachtungen an devonischen Fossilien mit Röntgenstrahlen. — *Natur u. Museum*, **98**, S. 413—417, Frankfurt a. M. 1968.
 — Pyrit-Erhaltung von Weichteilen bei devonischen Cephalopoden. — *Paläontol. Z.*, **43**, S. 10—12, Taf. 1—3, Stuttgart 1969.
 — Soft Parts of Cephalopods and Trilobites: Some Surprising Results of X-ray Examinations of Devonian Slates. — *Science*, **170**, S. 1300—1302, 5 Abb., New York 1970.

¹⁾ Während der Drucklegung teilte Herr Dr. TZANKOV, Akademie der Wissenschaften, Geologisches Institut, Sofia, mit, daß der Ölschiefer obereozänes Alter besitzt; der Ort heißt heute Brejane.

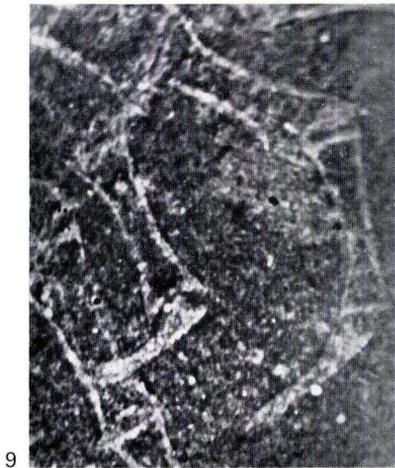
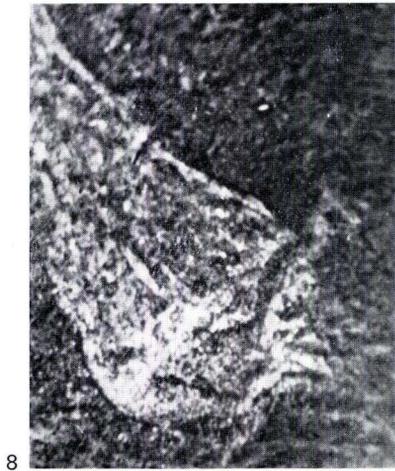
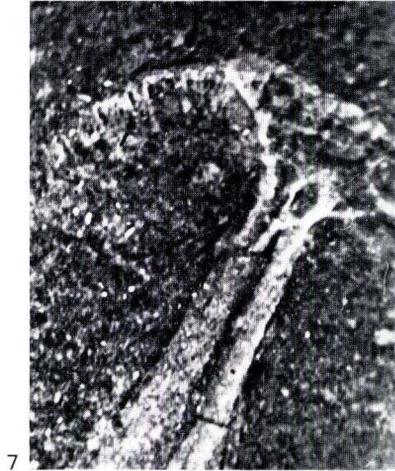




6



3



Tafelerklärungen

Tafel 1

Fig. 1. Auflichtaufnahme der Ölschieferplatte mit dem Fossil ($2\times$ vergr.)

Fig. 2. Erste Röntgenaufnahme vor der Präparation

Fig. 4. Röntgenaufnahme nach Entfernung der schattengebenden Einschlüsse auf der Unterseite

Fig. 5. Ausschnitt aus der Halsregion

Tafel 2

Fig. 3. Stereo-Röntgenaufnahme vor der Präparation

Fig. 6. Vergrößerung der beiden hinteren Extremitäten

Tafel 3

Fig. 7. Mit Fernseh-Mikroskop und Siemens-Transicon harmonisiertes Detail des Oberkiefers

Fig. 8. Wie Fig. 7. Die spongiöse Struktur in dem Kugelgelenk ist noch deutlich erhalten

Fig. 9. Wie Fig. 7. Einzelne Fingerglieder der hinteren Extremitäten

Röntgenapparat: Kristalloflex mit wassergekühlter Röntgenröhre. Aufnahme-Daten: 40 cm Fokus-Abstand; 40 kV, 20 mA, Belichtungszeit 10 Stunden. Kodak Maximum Resolution Plate.

Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 178–186	2 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Fossile Grünalgen in jungtertiären Süßwasserablagerungen des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens

Von

HELMUT WEILER, Mainz*

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Kurzfassung: Aus jungtertiären Proben von 3 Bohrungen und einem Tagesaufschluß im Mainzer Becken und im Oberrheingrabens werden fossile Grünalgen beschrieben, die zur Gattung *Pediastrum* MEYEN 1829 gehören. Es kann der Beweis erbracht werden, daß diese Grünalgen wie ihre rezenten Vertreter in Süßwasser gelebt haben.

Von den beschriebenen 3 Arten können 2 mit lebenden Arten verglichen werden, eine weitere Art zeigt stärkere Abweichungen. Bei einer Art wurden Zell-Öffnungen gefunden, wie sie in dieser Form an rezenten Pediastriden noch unbekannt sind, und deren Funktion vorerst unklar ist.

Abstract: Fossil green algae of the genus *Pediastrum* MEYEN 1829 are described. They were found in samples of late Tertiary age from three bore-holes and an outcrop in the Mainz basin and in the Upper Rhinegraben. It can be proved that these green algae have lived in fresh water, as their living representatives. Two of the three species described can be compared with living ones, another species shows major differences. Cell-openings of one — in this shape still unknown of living Pediastridae and the function of which has not yet been cleared — are described, too.

Einleitung

Bei der Untersuchung von Bohrproben aus dem Tertiär des Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens auf Mikroplankton wurde ein reiches Material an Dinoflagellatenzysten nachgewiesen. Daneben fanden sich in bisher nur 4 Proben auch Mikrofossilien, die als fossile Vertreter der Grünalge *Pediastrum* MEYEN 1829 (Chlorophyceae, Chlorococcales, Hydrodictyaceae) anzusehen sind. Diese Grünalgen, die in keinem Fall mit Dinoflagellaten-Zysten vergesellschaftet sind, stammen jeweils aus dem obersten Teil der höheren Hydrobien-Schichten, oder aus wahrscheinlich pliozänen Ablagerungen.

Im Mainzer Becken enthielten nur die Proben 5,0–7,2 m der Bohrung IBM 1 Mainz und die Proben aus Teufe 5,9–7,5 m der Bohrung Hechtsheim Pediastriden. (Lage der Bohrungen s. Abb. 1.) In beiden Bohrungen stehen in diesen Teufen die

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. WEILER, Landesgeologe am Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarktstr. 9.

höheren Hydrobienschichten an, die nach freundl. Mitteilung von Herrn Dr. SONNE, Mainz, eine schwach brackische bis limnische Mikrofauna enthalten. Bei beiden Bohrungen nimmt im Liegenden der genannten Proben der limnische Charakter immer mehr ab, er ist nur noch lagenweise vorhanden. Diese Schichten enthalten kein *Pediastrum* mehr, dafür treten zuerst vereinzelt, dann massenhaft Dinoflagellatenzysten auf. In der Bohrung IBM 1 wurden nur in 2 tieferen Proben noch einmal *Pediastrum* gefunden, doch konnten diese durch Mikrofauna eindeutig als Nachfall von oben bestimmt werden. In Tonen einer Baugrube bei Laubenheim (Abb. 1) wurden ebenfalls *Pediastrum* gefunden. Diese Tone gehören wahrscheinlich ins Pliozän.

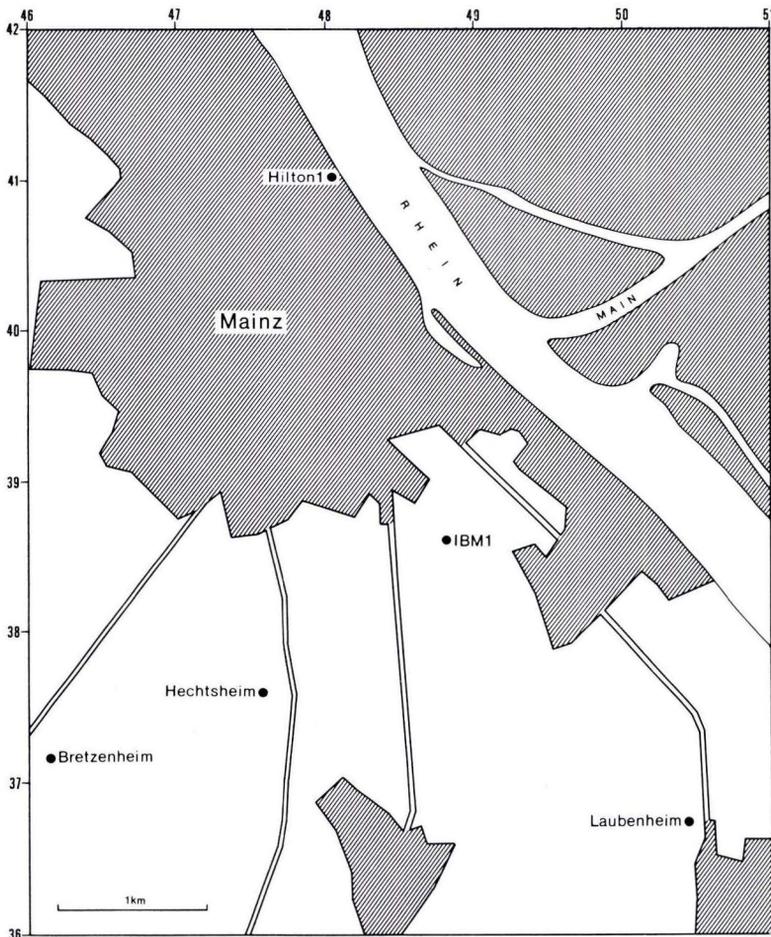


Abb. 1. Lage der Bohrungen und Fundpunkte im Stadtgebiet von Mainz.

Als Beweis, daß die fossilen Grünalgen im Mainzer Becken erstmals in den bereits ausgesüßten höheren Hydrobienschichten vorkommen, können weitere Bohrungen im Raume Mainz angesehen werden: Bretzenheim und Hilton I (Abb. 1). In diesen Bohrungen fanden sich keine *Pediastrum* mehr, da dort die höheren Hydrobienschichten durch Abtragung in ihrer Mächtigkeit bereits stark reduziert sind und der oberste Teil nicht mehr vorhanden ist. Somit entfällt auch die Möglichkeit, daß die Grünalgen in den klüftigen Kalken erst sehr viel später eingeschwemmt worden sind, da sie dann in allen Bohrungen vorhanden sein sollten.

In Sedimenten des Oberrheingrabens wurde *Pediastrum* bisher nur in dem Bohrkern 454,5—461,5 m der Erdölbohrung Harthausen bei Speyer, ca. 80 km südlich Mainz gefunden. (Lage der Bohrung: R 3453415 H 5461460 TK 25 Bl. Germersheim 6716). Dieser Kern lieferte in einer Probe aus Kiste 3 eine reiche Flora mit verschiedenen *Pediastrum*-Arten. Die Mikrofauna ist nach freundl. Mitteilung von Herrn Dr. F. DOEBL, Landau, eindeutig limnisch. Desgleichen deuten auch die Reste der Fischfauna auf Süßwasserablagerungen (WEILER, W. 1963, S. 24). Stratigraphisch ist dieser Kern ebenfalls in den obersten Teil der Oberen Hydrobienschichten, unmittelbar unterhalb des Jungtertiärs I einzuordnen (Stratigraphische Einteilung s. SCHAD, A. 1964).

Im Laufe der Untersuchungen fand ich in vielen Gesprächen und schriftlichen Auskünften Hilfe und Unterstützung bei den Herrn Prof. Dr. VOGEL, Bot. Institut der Universität Mainz, Prof. Dr. L. GETTLER, Bot. Institut der Universität Wien, Dr. H. GOCHT und Dipl. Geologen W. WILLE, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen, Dr. F. DOEBL, Wintershall AG Landau, und Oberlandes-Geologen Dr. V. SONNE, Mainz, denen ich hiermit meinen herzlichen Dank sage. Der Deutschen TEXACO und der C. DEILMANN AG danke ich für die Genehmigung, das Material aus der Bohrung Harthausen bearbeiten und veröffentlichen zu dürfen.

Präparation

Die grauen, bei der Bohrung IBM I durch Verwitterung z. T. leicht gelblichen Kalke, Mergel und Tonmergel wurden in verdünnter HCl aufgelöst und der Sedi-mentrückstand durch ein 0,028 mm Edeltahlsieb geschlämmt. Der mit destilliertem Wasser gründlich ausgewaschene Siebrückstand wurde bei 80facher Vergrößerung in einer Petrischale unter dem Binokular untersucht und die Fossilien mit einer sehr fein ausgezogenen Glaspipette aus dem Wasser abgesaugt. 1—2 Pipettenfüllungen wurden auf einen Objektträger gebracht und nach völligem Eintrocknen mit Schnelleinschlußmittel Entellan oder in noch feuchtem Zustand mit Glycerin-Gelatine bedeckt und mit einem Deckglas abgeschlossen. Etliche Präparate wurden auch ohne Einbettungsmittel angefertigt, diese lieferten im Luft-Medium besonders kontrastreiche Umrißbilder. Von diesen einfachen Tropfenpräparaten wurden insgesamt 25 hergestellt. Da jedes etwa 50 Individuen oder \pm große Bruchstücke enthält, standen zur Untersuchung rund 1200 Objekte zur Verfügung. Ihre Lage im Präparat wurde mit dem Kreuztisch des Zeiss-Standard-Junior Mikroskops 4304905 bestimmt.

Die Fotos wurden mit der EXA-Kamera auf Adox-KB-14-Film und AGFA AGEPE Dokumenten-Film gemacht.

Beschreibung

Funde im Mainzer Becken

Pediastrum cf. *boryanum* (TURPIN) MENEHINI 1840 (Taf. 1 Fig. 1, 2 und 4)

COOKSON (1953) beschreibt aus dem Tertiär Australiens (Süd-Australien, Alter: „? early Tertiary“) und Victoria (Alter: „late Tertiary“) ein *Pediastrum*, das sie nach Vergleich mit rezenten Pediastriden mit der Art *P. boryanum* (TURP.) MENEHINI gleichgesetzt. W. R. EVITT (1963) greift diese Arbeit auf und stellt die Frage, ob das beschriebene fossile *Pediastrum* ein Indikator für Süßwasserablagerungen ist, wie COOKSON folgert, da diese Art heute nur in Süßwasser vorkommt. EVITT fand Pediastriden in marinen Oberkreide-Sedimenten Kaliforniens und in ebenfalls marinen Unterkreide-Sedimenten West-Pakistans. Diese Fossilien betrachtet er wegen der Übereinstimmung wesentlicher Merkmale als zweifellos vergleichbar mit der lebenden Art *P. boryanum*, fügt aber mit Recht hinzu, daß dieses Fossil kein zuverlässiger Indikator für Süßwasserablagerungen sein muß, denn entweder lebten die kretazischen Vorläufer marin, oder, was wahrscheinlicher ist, die resistenten Hüllen können von Süßwasserablagerungen umgelagert und in die marinen Sedimente neu eingebettet worden sein.

Wie in der Einleitung bereits ausgeführt, kann zumindest für die Funde im Mainzer Becken gesagt werden, daß dort *Pediastrum* cf. *boryanum* erstmals in den nahezu ausgesüßten, limnischen höheren Hydrobienschichten vorkommt, also zumindest hierfür eine palökologische Aussage machen kann.

Die hier gefundenen Fossilien zeigen eine sehr große Ähnlichkeit mit der lebenden Art *Pediastrum boryanum*. Nach SULEK (1969, S. 215), dessen *Pediastrum*-Bearbeitung diesen Untersuchungen zu Grunde liegen, sind wesentliche Merkmale identisch: Das Coenobium ist nicht perforiert, die Grundform der Zelle ist nicht ausgerandet, die Zellen sind mit einer ganzen Seite miteinander verwachsen, die Randzellen haben 2 nicht miteinander verwachsene Ausläufer, die in der Coenobiumebene liegen, die Fortsätze der Ausläufer sind lang und schmal. An einigen Exemplaren kann eine Granulierung der Zellwände beobachtet werden, allerdings nicht in der Regelmäßigkeit, die SULEK hervorhebt.

Die insgesamt von den Bohrungen IBM 1 und Hechtsheim und dem Tagesaushluß Laubenheim präparierten etwa 200 Exemplare sind meist vollständige Coenobien, Verletzungen sind relativ selten, auch scheint die Verwitterung des Sediments den resistenten Hüllen nur wenig geschadet zu haben.

Rund $\frac{2}{3}$ der ausgelesenen 200 Exemplare sind Coenobien mit etwa 32 Zellen und rund $\frac{1}{3}$ haben nur 16 Zellen. Eine höhere oder niedrigere Zellenzahl, 8 oder 64, wurde nicht gefunden. Die Zahl der Zellen kann an diesen Fossilien nicht immer exakt bestimmt werden, da bei der Einbettung im Sediment und bei der Fossilisation doch Verschiebungen und Veränderungen des Zellverbandes innerhalb der Coenobien eintreten können. Jedoch dürfte der Zählfehler höchstens 1–2 Zellen pro Coenobium betragen.

W. WILLE (1970) ist in seiner Arbeit ausführlich auf das Problem der Schlitzöffnungen bei *Pediastrum* eingegangen. Daher wurde bei den eigenen Untersuchungen

besondere Aufmerksamkeit auf solche Öffnungen verwandt. Um so auffallender ist es, daß bei keinem Exemplar mit Sicherheit eine schlitzförmige Öffnung an der Einzelzelle zu beobachten ist, wie sie zu fordern wäre, wenn die uns vorliegenden Coenobien nur noch die von den Zoosporen verlassenen Außenhüllen darstellen. SULEK stellt diese Schlitzöffnungen auf den Taf. 6, 7 und 9 mehrfach dar.

Maße: Insgesamt wurden 80 Exemplare vermessen, 30 16zellige und 50 32zellige. Es wurden die von SULEK benutzten Maße für Länge und Breite der Innen- und Randzellen angewendet (SULEK, S. 201, Taf. 2).

Der Gesamtdurchmesser des Coenobiums beträgt bei 32zelligen 55–115 μ als Extremwerte, die meisten haben einen Durchmesser zwischen 75 und 90 μ .

Randzellen: Länge 11–14 μ , Breite 11–13 μ .

Innenzellen: Länge 9–13 μ , Breite 7–10 μ .

Der Gesamtdurchmesser bei 16zelligen Coenobien reicht von 50–88 μ als Extremwerte. Die meisten haben einen Durchmesser von 60–65 μ .

Randzellen: Länge 14 μ , Breite 11–17 μ .

Innenzellen: Länge 10–18 μ , Breite 10–16 μ .

Ogleich also die 16zelligen Coenobien im Durchschnitt einen etwas kleineren Durchmesser haben als die 32zelligen, sind ihre Einzelzellen deutlich größer. Die hier gefundenen Abmessungen passen gut zu den von SULEK für *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* angegebenen.

Die fossilen Grünalgen in der Bohrung Harthausen I

Pediastrum cf. *simplex* MEYEN 1829
(Taf. 1 Fig. 5–10)

Es wurden rund 150 Coenobien und \pm große Teilstücke präpariert. Während bei *Pediastrum* cf. *boryanum* Verletzungen relativ selten sind, sind bei diesen Pediastron vollständige Coenobien nicht häufig, was wohl auch mit dem stark aufgelockerten, netzartigen Zellverband zusammenhängt.

Beschreibung: Das Coenobium ist aus ringförmig angeordneten Einzelzellen aufgebaut, wobei die in ihrer Grundform dreieckigen Zellen sich nur an den Spitzen berühren und miteinander z. T. durch leichte Überlappung verwachsen sind. Die Randzellen sind an den langen Schenkeln im unteren Drittel leicht eingebuchtet, so daß dadurch eine etwas abgesetzte, breitere Dreiecksbasis entsteht, während die Innenzellen diese Einbuchtung nicht haben u. \pm gleichmäßig gebaut sind. Die Zwischenräume zwischen den Zellen sind gleichgroß oder größer als die Zellen selbst. Es kommen 15–16zellige und 32zellige Coenobien vor, soweit man die Zellenzahl bei den nicht immer gut erhaltenen Fossilien bestimmen kann. Die Zellen sind in Ringen zu 4, 11 und 17 oder zu 4 und 11–12 Zellen in einer Ebene angeordnet. Der innerste Ring ist bei sämtlichen untersuchten Exemplaren aus 4 Zellen aufgebaut.

Der eine Ausläufer der Randzelle ist an seinem Ende nicht verzweigt. Im Bauplan der Coenobien kommen, wenn auch selten, dadurch Unregelmäßigkeiten vor, daß einzelne Zellen nicht mit der Spitze sondern mit einer Basislinie verwachsen sind.

Maße: Insgesamt wurden 40 Exemplare vermessen.

Gesamtdurchmesser 80—180 μ als Extremwerte, die meisten Coenobien haben einen Durchmesser von 85—110 μ .

Randzellen: Länge 18—42 μ , Breite 12—30 μ .

Innenzellen: Länge 13—31 μ , Breite 9—25 μ .

Bemerkungen: Die Beschreibung stimmt fast vollständig mit der von SULEK für *Pediastrum simplex* MEYEN 1829 gegebenen überein. Auch die Maße passen völlig in den dafür angeführten Rahmen. Nur die feinen und dichten Granulierungen der Zellwände können nicht beobachtet werden. Ein letzter Beweis der Identität fehlt daher.

WILSON & HOFFMEISTER (1953) beschreiben *Pediastrum kajaites*, dessen nahe Beziehungen zu *Pediastrum simplex* sie hervorheben. Ein Vergleich der Maße zeigt, daß sie im Durchschnitt etwas kleiner sind als die in der Bohrung Harthausen gefundenen. Während WILSON & HOFFMEISTER die Fortsätze der Ausläufer durchweg als 2spitzig und nur gelegentlich als 1spitzig beschreiben, haben die hier beschriebenen Randzellen stets nur einen nicht verzweigten Fortsatz.

Zellöffnungen: Bei 15 Coenobien-Teilstücken wurden etwa in der Mitte der Zellen fast kreisrunde Öffnungen beobachtet (Taf. 1 Fig. 8—10). Diese 7—8 μ großen Öffnungen waren wohl ursprünglich alle mit einem Deckel gleicher Größe verschlossen. In einem Fall (Taf. 1 Fig. 8, Pfeil) befindet sich im Innern der Zelle ein isolierter Deckel, bei anderen Zellen (Taf. 1 Fig. 9 und 10, Pfeile) sind die Deckel, leicht verschoben oder verfaltet, noch in situ vorhanden.

An lebenden Pediastron werden nur schlitzförmige Öffnungen beschrieben, durch die die Zoosporen die Mutterzelle verlassen haben. (SULEK, S. 202. Diese Meinung vertritt auch L. GEITLER, Wien, in einer freundl. briefl. Mitteilung.) Lediglich in der Abb. 4 der Beilage 3 bei SULEK könnte man annehmen, daß es sich ebenfalls um ovale Öffnungen mit einem sich aufrollenden Deckel handelt. Diese Öffnungen werden allerdings auch nur als längliche Öffnungen beschrieben.

Das Vorhandensein der zu den Öffnungen passenden Deckel schließt m. E. die Einwirkung von Parasiten aus. Ich möchte die Frage einer biologischen Deutung vorerst völlig offen lassen, obgleich die Regelmäßigkeit und relative Häufigkeit darauf deuten, daß es sich nicht um ein zufälliges Produkt handelt. Immerhin erinnert es an den von Dinoflagellatenzysten bekannten Öffnungsmechanismus. Nach freundl. schriftl. Mitteilung von H. GOCHT, Tübingen, sind von ihm und W. WILLE z. Z. Untersuchungen im Gange über Algenkolonien aus der Kreide, an denen sie ebenfalls Öffnungen gefunden haben, die eine große Gesetzmäßigkeit erkennen lassen.

Pediastrum cf. boryanum (TURPIN) MENEGHINI 1840
(Taf. 1 Fig. 3)

Etwa 200 Exemplare wurden präpariert. Der Erhaltungszustand ist teilweise schlechter als bei den Exemplaren aus den Bohrungen des Mainzer Beckens, jedoch konnte gerade bei diesen Funden gut erhaltene Granulierung der Zelloberfläche ähnlich der, wie sie bei SULEK, Beilage 5, Abb. 6 zu sehen ist, nachgewiesen werden. Auch hier fand sich bei keinem Coenobium eine schlitzförmige Öffnung.

Maße: Gesamtdurchmesser 80—100 μ .

Randzellen: Länge 12—16 μ , Breite 11—14 μ .

Innenzellen: Länge 9—11 μ , Breite 8—10 μ .

Die Beschreibung der Funde aus den Bohrungen IBM 1 und Hechtsheim trifft auch völlig auf diese zu, mit der Einschränkung, daß wenige Exemplare (Taf. 1 Fig. 3) an den Randzellen nur sehr schwach ausgebildete Fortsätze haben. Diesem Merkmal kann aber bei Kenntnis der Variabilität bei lebenden *Pediastrum* keine artspezifische Bedeutung beigemessen werden.

Pediastrum sp.

(Taf. 1 Fig. 11 u. 12, Abb. 2)

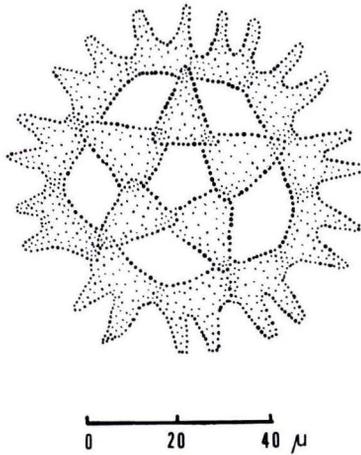


Abb. 2. *Pediastrum* sp., etwas schematisiert.

Nur 20 Exemplare dieser 16- und 32zelligen Coenobien wurden gefunden, die in der Ausbildung der Randzellen eine große Ähnlichkeit mit *Pediastrum duplex* MEYEN 1829 aufweisen. Diese tragen 2 nicht verzweigte Ausläufer, die in der Coenobiumebene liegen. Die Fortsätze sind kurz und breit, wie sie von *Pediastrum duplex* var. *rugulosum* RACIBORSKI 1890 beschrieben werden. Die Ausrandung der nach außen gewandten Zellseite ist tief. Eine Granulierung kann an einigen Exemplaren nachgewiesen werden.

Völlig anders dagegen ist die Ausbildung der Innenzellen. Diese gleichen in Dreiecksform und Größe vollkommen den bei *Pediastrum* cf. *simplex* aus dem gleichen Vorkommen beschriebenen Innenzellen. Auffallender Unterschied ist, daß bei den allerdings vorerst nur wenigen Exemplaren der innerste Ring immer aus 5 Zellen aufgebaut ist, während bei *Pediastrum* cf. *simplex* stets nur 4 beobachtet wurden.

Dieser Beobachtung soll keine besondere Bedeutung beigemessen werden, bei einem größeren Fossilien-Material werden sich auch Ausnahmen finden lassen.

Bei der Beschreibung der Variabilität erwähnt SULEK (S. 213), daß die Ausrandung der Zellen bis zum völligen Verschwinden reduziert werden kann. Eine dreieckige

Form kommt dabei jedoch nicht zustande, so daß sich dieses *Pediastrum* sp. deutlich von allen rezent bekannten unterscheidet.

Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit der von J. GRAY 1960 veröffentlichten Form *Pediastrum* cf. *duplex* MEYEN. (S. 459, Text-Abb. 2f) Auch dort ist der innere Ring aus 5 Zellen gebildet, die sich deutlich von den Randzellen unterscheiden und etwa Dreiecksgestalt haben. Ich halte es wie J. GRAY nicht für angebracht, auf Grund des bisher vorhandenen noch zu geringen Materials eine neue Unterart von *Pediastrum duplex* MEYEN abzutrennen. Es besteht die Aussicht, bei einer gezielten Suche in entsprechenden Schichten wesentlich mehr Material zu erhalten, das eine eingehende Bearbeitung zuläßt.

Maße: Gesamtdurchmesser der Coenobien 65—100 μ , die meisten haben einen Durchmesser um 80 μ , wobei 16- und 32zellige Coenobien gleichgroß sein können. Nur sind bei den 16 zelligen die Zwischenräume zwischen den Zellen wesentlich größer als bei den 32zelligen. Sie können gleichgroß oder fast doppelt so groß sein wie die Zellen.

Randzellen: Länge 14—18 μ , Breite 9—16 μ .

Innenzellen: Länge 13—20 μ , Breite 12—15 μ .

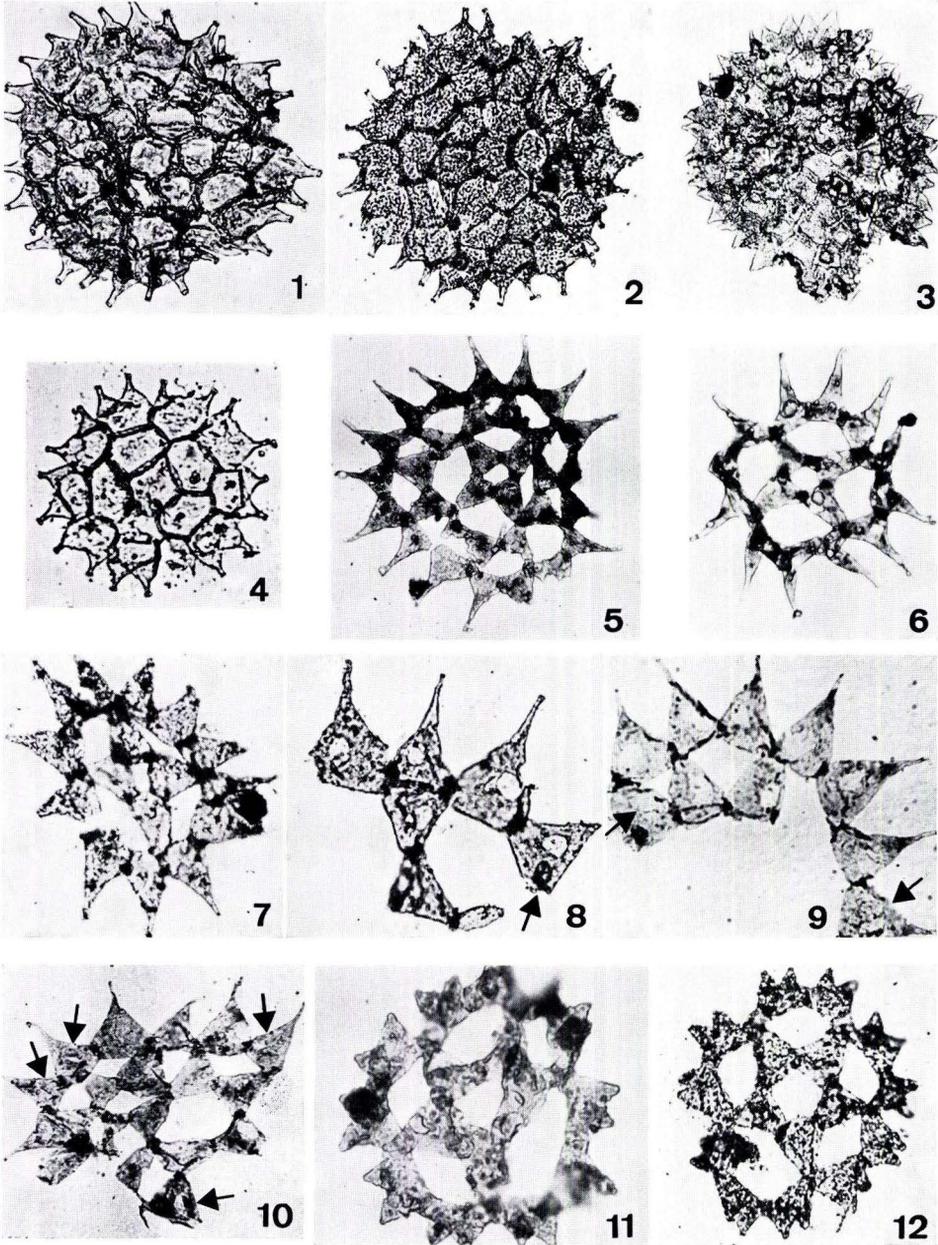
Schriftenverzeichnis

- COOKSON, I. C.: Records of the occurrence of *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* and the Hystrichosphaeridae in Cainozoic deposits of Australia. — Mem. nat. Mus. Melbourne, **18**, S. 107—123, 1953.
- EVITT, W. R.: Occurrence of freshwater alga *Pediastrum* in Cretaceous marine sediments. — Amer. Journ. Sci., **261**, S. 890—893, 1963.
- GRAY, J.: Fossil Chorophyceean algae from the Miocene of Oregon. — Journ. Paleont., **34**, S. 453—463, Tulsa, Oklah. 1960.
- SCHAD, A.: Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nacholigozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben. Eine Auswertung erdölgeologischer Arbeiten. — Abh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **5**, Freiburg 1964.
- SULEK, J.: Taxonomische Übersicht der Gattung *Pediastrum* MEYEN. — In: Studies in Phycology, hrsg. v. B. FOTT, S. 197—261, Stuttgart 1969.
- WEILER, W.: Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **504**, S. 1—75, Frankfurt a. M. 1963.
- WILLE, W.: *Plaesiodyctyon mosellanum* n.g., n.sp., eine mehrzellige Grünalge aus dem Unteren Keuper von Luxemburg. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, H. 5, S. 283 bis 310, Stuttgart 1970.
- WILSON, L. R. & HOFFMEISTER, W. S.: Four new species of fossil *Pediastrum*. — Amer. Journ. Sci., **251**, S. 753—760, 1953.

Tafelerklärung

Tafel I

- Fig. 1. *Pediastrum* cf. *boryanum* MEYEN. Bohrung IBM 1, Präparat 1, 756/140. Vergr.: $480 \times$. 32zelliges Coenobium.
- Fig. 2. *Pediastrum* cf. *boryanum* MEYEN. Bohrung Hechtsheim Präparat 1, 577/112. Vergr.: $420 \times$. 32zelliges Exemplar. Granulierte Oberfläche.
- Fig. 3. *Pediastrum* cf. *boryanum* MEYEN. Bohrung Harthausen 1, Präparat 17, 575/118. Vergr.: $320 \times$. 32zelliges Coenobium. Schwach ausgebildete Fortsätze.
- Fig. 4. *Pediastrum* cf. *boryanum* MEYEN. Bohrung IBM 1, Präparat 2, 727/98. Vergr.: $545 \times$. 16zelliges Coenobium.
- Fig. 5. *Pediastrum* cf. *simplex* MEYEN. Bohrung Harthausen, Präparat 16, 538/172. Vergr.: $200 \times$. 32zelliges Coenobium.
- Fig. 6. *Pediastrum* cf. *simplex* MEYEN. Bohrung Harthausen, Präparat 1, 593/85. Vergr.: $340 \times$. 16zelliges Coenobium.
- Fig. 7. *Pediastrum* cf. *simplex* MEYEN. Bohrung Harthausen 1, Präparat 14, 570/150. Vergr.: $350 \times$. 16zelliges Coenobium. Die Randzellen sind nur wenig eingebuchtet, sind breiter als auf Abb. 5 und 6.
- Fig. 8–10. *Pediastrum* cf. *simplex* MEYEN. Bohrung Harthausen 1.
- Fig. 8. Präparat 12, 602/161. Alle Zellen sind geöffnet, der Pfeil deutet auf einen in der Zelle liegenden Deckel. Vergr.: $415 \times$.
- Fig. 9. Präparat 9, 573/128. Die Zellen sind alle geöffnet, die Pfeile deuten auf Deckel, die noch in der Nähe der Zellöffnung liegen und nur leicht verschoben sind. Vergr.: $350 \times$.
- Fig. 10. Präparat 9, 577/100. Die Pfeile deuten auf Zellöffnungen, bei denen die Deckel noch in situ vorhanden und nur leicht verschoben sind. Vergr.: $300 \times$.
- Fig. 11. *Pediastrum* sp. Bohrung Harthausen 1, Präparat 20, 570/100. Vergr.: $530 \times$.
- Fig. 12. *Pediastrum* sp. Bohrung Harthausen 1, Präparat 16, 599/172. Vergr.: $400 \times$.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 187–194	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Bemerkungen zum Skelettbau von *Aeoliscus heinrichi* (HECKEL 1850)

Von

WILHELM WEILER, Worms*

Mit 1 Tafel

Kurzfassung: Beschreibung einiger Kopfknochen, der neuralen und hämalen Dornfortsätze der Schwanzwirbel einschließlich der Hypuralplatte. Eingehender behandelt wird der Umwandlungsprozeß in der vorderen Rückenflosse und seine Bedeutung für die genetischen Beziehungen zwischen Centrisciden und der Gattung *Macrorhamphosus* REGAN, Familie Macrorhamphosidae.

Summary: Beside remarks on some head-bones and the neural and haemal spines of the caudal vertebra, there is also described the change which has taken place in the first dorsal fin and its importance for the genetical relations between the Centriscidae and the genus *Macrorhamphosus*, family Macrorhamphosidae.

Familie Centriscidae RAFINESQUE 1826

Gattung *Aeoliscus* JORDAN & STARKS 1902

Aeoliscus heinrichi (HECKEL 1850)

(Taf. I Fig. 1–16)

Syn.: *Amphisyle heinrichi* — HECKEL 1850, S. 223, Taf. 20, Fig. 1, 2.

Amphysyle heinrichi — SAUVAGE 1870, S. 397, Taf. 9 Fig. 1, 2.

Centriscus heinrichi — E. MOHR 1957, S. 28, Fig. 17.

Einleitung

Neuere reiche Funde von *Aeoliscus heinrichi* im Rupelton von Wiesloch bei Heidelberg sind Herrn Oberlehrer H. ECKERT, Bruchsal zu verdanken. Ein vorläufiger Bericht über die darin vorkommenden Teleostier-Arten wurden bereits veröffentlicht (WEILER 1966, S. 17–25, Abb. 1–9). Die Aufsammlung ging später in den Besitz des Museums der Stadt Bruchsal über.

Die Skelette der Art *Aeoliscus heinrichi*, über die hier allein berichtet wird, sind größtenteils gut bis sehr gut erhalten. Sie lassen daher eine Reihe von Merkmalen erkennen, die unsere Kenntnis von dieser Art etwas erweitert, z. T. auch eine gewisse phylogenetische Bedeutung hat. Eine eingehende Beschreibung des ganzen Ske-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. WEILER, 652 Worms, Luginsland 22.

lettes erübrigt sich durch den Hinweis auf frühere ausführliche Darstellungen (WEILER 1928, S. 42, Taf. 4 Fig. 2; ROŽDESTVENSKIJ 1950, Fig. 9, 13 Taf. 4 Fig. 1—3, DANILČENKO 1960, S. 76, Taf. 8 Fig. 4), so daß wir uns auf einige bemerkenswerte Merkmale beschränken können.

Beschreibung

1. Kopfskelett

Eine ausführliche Beschreibung des Kopfskeletts vom lebenden *Centriscus scutatus* LINNAEUS 1758 gibt JUNGERSEN (1908, Abb. 10, 13, 14, Taf. 1 Fig. 1), von der fossilen Art *Aeoliscus apscheronicus* (LEDNEV 1914) ROŽDESTVENSKIJ 1950, S. 31, Abb. 4 a, b).

An der Ausbildung der lang ausgezogenen Tube mit der endständigen, winzigen Mundöffnung beteiligen sich bei *Aeoliscus heinrichi*, abgesehen vom Frontale, vor allem Knochen des Visceralskeletts. Etwas vor der runden, an der Basis vom Parasphenoid durchzogenen Orbita ist die Unterkante des Frontale halbrund ausgeschnitten, ebenso die gegenüberliegende Oberkante des Antorbitale, wodurch eine rundlich-ovale Nasenöffnung entsteht, vor der das lange, schmale Nasale die Lücke zwischen Frontale und Antorbitale ausfüllt (Fig. 1). An einem weiteren Skelett ist die Nasenöffnung länglich und an beiden Enden abgerundet (Fig. 2). Außer den genannten Knochen beteiligt sich das Praeoperculum am Aufbau der Tube. Sein lang ausgezogener Ast verbindet sich vorn mit dem ebenfalls verlängerten Quadratum. Sein hinterer, nach oben gerichteter, zugespitzter Ast bildet mit dem waagrechten einen stumpfen Winkel, und sein konkaver Hinterrand vereinigt sich mit dem hinteren Ende des waagrechten Astes zu einem nach hinten gerichteten dornartigen Fortsatz (Fig. 1). Etwa vom Schnittpunkt der mittleren Längsachsen des waagrechten und senkrechten Astes mit der des hinteren Fortsatzes gehen 3 nach vorn, oben und hinten gerichtete, schwach angedeutete Kammlinien aus (Fig. 1, 3, 13). Die Oberfläche des Praeoperculums ist fast stets mit winzigen, \pm gerundeten Grübchen versehen (Fig. 3, 13), und auf dem basalen Abschnitt sind diese Grübchen gelegentlich senkrecht und parallel zueinander angeordnet (Fig. 3). Seiner Form nach ändert das Operculum leicht ab. Neben wenig verlängerten, dreieckigen (Fig. 4, 7, 8) gibt es auch Übergänge zu etwas gedrungeneren Formen (Fig. 9, 10, 13). Stärkere Abweichungen zeigt die Skulptur der Oberfläche durch die wechselnde Zahl der vom Gelenkpunkt radial zum Unterrand verlaufenden und senkrecht die Zuwachsstreifen querenden Furchen (Fig. 7, 8, 10). Durch unregelmäßigen Verlauf dieser Furchen ist das in Fig. 4 wiedergegebene Operculum ausgezeichnet. Oft ist die Oberfläche des Operculums durch regelmäßig angeordnete, punktförmige Grübchen fein genarbt (Fig. 9, 13). Schlecht erhalten ist in der Regel — wohl infolge seiner geringen Dicke — das Suboperculum (Fig. 3, 13). Es schmiegt sich dem Hinterrand des Operculums an, und seine in der Regel glatte Oberfläche kann eine auf den freien Unterrand beschränkte sehr feine radiale Streifung aufweisen. (Fig. 3).

2. Schwanzwirbel und Hypurale

Im Gegensatz zu den sehr gestreckten, unter dem Rückenpanzer verborgenen Rumpfwirbeln sind die des freien, abwärts gebogenen Schwanzabschnitts merklich kürzer, dabei wenig länger als hoch (Fig. 15a). Ihre neuralen Dornfortsätze neigen sich aus-

nahmslos nach hinten. Von den hämalen Dornfortsätzen schauen die der vorderen Schwanzwirbel nach vorn, so daß sie mit den zugehörigen Neuraldornen nahezu in einer Linie liegen. (Fig. 5, 14a, 15a). Die folgenden richten sich allmählich auf, bis sie schließlich senkrecht auf den Wirbeln stehen (Fig. 5, 14b, 15a). Der letzte Hämalhorn ist wie der zugehörige neurale nach hinten umgelegt, leicht s-förmig gebogen, zugleich ein wenig verlängert (Fig. 15a). Das die Wirbelsäule abschließende Hypurale zeigt am Hinterrand einen ziemlich tiefen, keilförmigen Einschnitt (Fig. 15a). Die von ihm gestützte Schwanzflosse enthält in der unteren Hälfte 6, in der oberen 4 weiche, unverzweigte Strahlen. Wie das am Oberrand leicht beschädigte Hypurale vermuten läßt, ging hier mindestens 1 Strahl verloren; denn nach E. MOHR (1937, S. 17) trifft man bei den lebenden Centrisciden in dem meisten Fällen in der oberen Hälfte der Caudalis 5 Strahlen an. Die Schwanzflosse ist hinten abgerundet.

3. Die vordere Rückenflosse (DI)

Die hochspezialisierte stachelige Rückenflosse enthält nur einen kräftig entwickelten, längsgefurchten großen Stachel, der bei der Gattung *Centriscus* LINNAEUS 1758 fest, bei *Aeoliscus* dagegen beweglich mit seinem Träger verbunden ist, und zwar derart, daß sein Gelenkkopf in die Gelenkpfanne des Trägers paßt. Der Träger selbst ist bei allen Arten der Centrisciden unbeweglich mit dem Körperpanzer verwachsen. Nicht festzustellen sind am fossilen Material alle Einzelheiten des komplizierten Stachelgelenks, wie sie JUNGERSEN (1908, S. 56, Abb. 7, 9) vom lebenden *Aeoliscus strigatus* (GÜNTHER 1861) beschrieben hat.

Auf diesen Stachel folgen 3 (4) freie Träger (Fig. 11, 12). Nach den von JUNGERSEN (1908, S. 57, Taf. I Fig. 1) und E. MOHR (1937, Abb. 14—16) gegebenen Abbildungen rezenter Arten zu schließen, spannen diese verlängerten Träger die Körperhaut zwischen sich ganz so wie Flossenstacheln die sie verbindende Flossenhaut. Doch dürfte bei Centrisciden damit kaum eine flossenähnliche Funktion verbunden sein, wenigstens deuten darauf gewisse Beobachtungen hin, auf die wir weiter unten eingehen werden.

Sind diese Träger nun primär „freie“ Träger oder haben sie im Laufe der Entwicklung ihre ursprüngliche Funktion nachträglich verloren?

Von der den Centrisciden sehr nahe stehenden Gattung *Macrorhamphosus* REGAN 1914, Familie Macrorhamphosidae REGAN 1914 bilden JUNGERSEN (1908, Taf. I Fig. 3) und E. MOHR (1937, Fig. 4) die Rückenflosse von *Macrorhamphosus scolopax* (LINNAEUS 1758) ab. In ihrem stacheligen Abschnitt (D I) folgen auf den beweglichen, oberflächlich längsgefurchten und an beiden Hinterrändern gezähnelten Stachel ein wesentlich kürzerer, spitzer und glattrandiger, jedoch ebenfalls längsgefurchter Stachel, der mit seinem Träger durch ein kompliziertes Gelenk beweglich verbunden ist (E. MOHR 1937, Abb. 4). Hinter diesem Stachel stehen — an Länge abnehmend — 2 weitere winzige Stacheln, deren Spitzen zwar längsgefurcht sind, aber kein Gelenk aufweisen. Zwei sich anschließende dünne, oberflächlich glatte, dazu kurze Knochenstäbchen können nur als freie Träger gedeutet werden. Sie bilden das Ende der D I, an das sich jetzt lückenlos die D II anschließt.

Man kann sich nicht des Eindrucks erwehren, daß auch an dem 2. und 3. Träger hinter dem großen Stachel das längsgefurchte, lanzettförmige distale Ende nichts anderes ist, als der mit dem Träger fest verwachsene Stachel, so daß höchstwahrschein-

lich allein die beiden letzten Knochenstäbchen vor der D II echte „freie Träger“ sind, die niemals Stacheln getragen haben. JUNGERSEN (1908, S. 57, Taf. 2 Fig. 5) hat zwar allem Anschein nach das von E. MOHR festgestellte Stachelgelenk des ersten reduzierten Stachels hinter dem großen übersehen, doch kommt auch er zur Annahme, daß die harte, glänzende Spitze der 2 Träger hinter dem großen Stachel in Wirklichkeit kleine, mit ihrem Träger verwachsene Stacheln sind, weil der axiale Knorpelstrang der Träger in diese Spitzen nicht eindringt.

Im Gegensatz zu diesen Feststellungen weist *Aeoliscus heinrichi* in der vorderen Stachelflosse deutliche Abweichungen von den bei *Macrorhamphosus scolopax* geschilderten Verhältnissen auf; denn das distale Ende seiner freien Träger in der D I — gewöhnlich als einfache Spitze gezeichnet — verbreitert sich in der Aufsicht zunächst ein wenig, um alsdann sich wieder zu verschmälern und in eine feine Spitze auszulaufen (Fig. 11, 12, 15). Nur in einem Fall bildet JUNGERSEN (1908, Taf. 2 Fig. 1) den 3. freien Träger von *Centriscus scutatus* LINNAEUS 1758 ebenfalls in gleicher Weise ab. Dieser gut kenntliche Abschnitt der freien Träger ist außerdem unter stumpfen Winkel nach unten/hinten abgebogen, seine Oberfläche seicht vertieft (Fig. 12, 15 b). Sehr wahrscheinlich entspricht die abgebogene Spitze dem an der Gelenkbildung beteiligten hinteren Ast eines bei anderen Fischen normal ausgebildeten Stachelträgers.

Bei *Aeoliscus heinrichi* und den Centrisciden allgemein kann daher nicht, wie bei der Gattung *Macrorhamphosus*, die Rede sein von einer nachträglichen Verwachsung zwischen Stachel und Träger, sondern nur von einem Stachelverlust bei gleichzeitiger Streckung der frei gewordenen Träger. Diese Darstellung widerspricht dem von E. MOHR gemachten Vorschlag, Centrisciden und *Macrorhamphosiden* als Unterfamilien in der Familie Centriscidae zu vereinigen.

E. MOHR (1925, S. 100; 1937, S. 17, Abb. 3) weist darauf hin, daß an den freien Trägern bei lebenden Arten der Centrisciden nicht selten größere und kleinere Unregelmäßigkeiten, u. a. auch Verwachsungen unter sich und mit dem Träger des großen Stachels vorkommen. Diese Tatsachen beweisen, daß den freien Trägern keine echte — also auch keine flossenähnliche — Funktion zugeschrieben werden kann, weil sie „überflüssig“ geworden sind und aus diesem Grunde ziemlich wahllos variieren.

Auch bei *Aeoliscus heinrichi* sind solche Verwachsungen freier Träger zu beobachten, aber vor allem mit dem großen Stachelträger. Fig. 11 gibt die D I eines Vertreters der genannten Art wieder. Sie zeigt, daß der vorderste und zugleich längste freie Träger mit dem Hinter-(Unter-)Rand des großen Stachelträgers derart verbunden ist, daß lediglich das proximale und distale Ende noch frei vorragt. An einem 2. Skelett (Fig. 12) ist derselbe freie Träger — von der Spitze abgesehen — bereits völlig mit dem Unter- rand des Stachelträgers verwachsen. Ein noch weiter fortgeschrittenes Stadium zeigt Fig. 15a, wo alle 3 freien Träger mit dem des beweglichen Stachels verwachsen sind, so daß allein ihre abgebogenen Spitzen vorragen, ihrer Trägerlänge entsprechend hintereinander gereiht. Nur am hintersten, wohl zuletzt in den Verschmelzungsprozeß einbezogenen Träger ist noch ein größerer Teil des distalen Endes frei. Diese Verwachsungen bezeugen, daß die Angabe PAUCA'S (1949, S. 3) die Unterseite des Stachelträgers bilde „eine nach unten offene Scheide“, auf einer Täuschung beruht.

Die nach der Verwachsung frei bleibenden Trägerspitzen erinnern durch ihre Form an die Sperrvorrichtung, welche die Abwärtsbewegung des großen Stachels hemmt

(JUNGERSEN 1908, Abb. 7, 9, t). Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich hierbei tatsächlich um die Spitze eines verwachsenen Trägers handelt, die — an günstiger Stelle gelegen — eine neue Funktion übernahm (Fig. 16).

Im allgemeinen scheint die Verwachsung der freien Träger mit der Unterseite des Stachelträgers bei *Aeoliscus heinrichi* sich zielbewußter abzuspielen als bei den lebenden Arten. Nach den Abbildungen zu schließen dürfte das gleiche auch für *Aeoliscus apscheronicus* (LEDNEV 1914; ROŽDESTVENSKIJ 1950, S. 43, Taf. 3 Fig. 3) und *Aeoliscus kabristanicus* (MENNER, ex litt.) (ROŽDESTVENSKIJ 1950, Abb. 12) gelten, die beide aus der Oberen Maikop-Serie (Oligozän) des Nord-Kaukasus stammen.

Allem Anschein nach handelt es sich bei diesen Verwachsungen um einen bereits früher eingeleiteten Vorgang, da nach JUNGERSEN (1908, Abb. 7, 9) schon der große Stachelträger das Ergebnis einer Verwachsung von 2 Trägern ist. Soweit man z. Z. urteilen kann, scheint dieser Verschmelzungsvorgang im Oligozän etwa seinen Höhepunkt erreicht zu haben, während bei den lebenden Arten die funktionlos gewordenen Träger der D I z. T. erste Anzeigen von Degeneration erkennen lassen, oder in ihren gegenseitigen Beziehungen anscheinend wahllos variieren. Die alte Verwachsungstendenz scheint irgendwann, vielleicht gegen Ende des Tertiärs eine Hemmung erfahren zu haben.

Möglicherweise hängen diese Vorgänge zusammen mit einer fortschreitenden allgemeinen Rückbildung der vorderen Rückenflosse, die sich auch in anderen Merkmalen anzukündigen scheint, z. B. in einer Lockerung des Stachelgelenks bei einigen Arten, der fast rudimentären Ausbildung des Stachels bei *Aeoliscus punctulatus* (BIANCONI 1854; E. MOHR 1937, Fig. 16), schließlich durch die feste Verwachsung des Stachels mit dem großen Träger zu einem Bestandteil des Körperpanzers.

Sehr wahrscheinlich ist diese den Centrisciden und der Gattung *Macrorhamphosus* eigentümliche Reduktion der D I das Erbe von gemeinsamen Vorfahren. Die Trennung beider Entwicklungslinien muß schon sehr früh, etwa im älteren Paläozän stattgefunden haben, da im oberen Paläozän Turkmeniens der *Macrorhamphosus*-Typus in seinen wesentlichen Zügen bereits ausgebildet ist, wie der Fund eines als *Protorhamphosus parvulus* DANILČENKO (1968, S. 125, Abb. 7) beschriebenen Skelettes bezeugt. Dieser Vertreter einer der Gattung *Macrorhamphosus* nahe stehenden Gattung hat in der D I 4—5 Stacheln. Hinter einer winzigen Stachelspitze wie bei *Macrorhamphosus* steht ein langer, längsgefurchter, am Hinterrand gezählelter, zugleich beweglicher Stachel. Dahinter folgen 2, vielleicht sogar 3 wohlausgebildete, aber sehr kurze, dünne Stacheln, die deutlich von ihnen getrennten Trägern aufsitzen, demnach beweglich waren.

Auch in ihrer Lebensweise und geographischen Verbreitung haben Centrisciden und *Macrorhamphosiden* eigene Wege eingeschlagen. Die *Macrorhamphosiden* bewohnen heute alle tropisch-subtropischen Meere, wo sie — z. T. zwischen 400—600 m Tiefe — eine pelagische Lebensweise führen. Im Gegensatz hierzu halten sich die Centrisciden, meistens in kleineren Schwärmen auftretend, im Flachwasser auf. Bei abfallendem Wasser bleiben sie öfters in Gezeitentümpeln zurück. Nur selten trifft man sie in Tiefen bis zu 80 m an. Nach ihrer Verbreitung sind sie auf die tropisch-subtropischen Gewässer vornehmlich des Indik und angrenzender Meere beschränkt. Sie fehlen dem Atlantik und dem östlichen Pazifik. Ihre westlichste Verbreitung haben sie im Roten Meer.

Lediglich während des Mitteloligozäns lag die Grenze weiter westlich und zwar im Gefolge der Paratethys, die etwa jenseits des südlichen Kaspischen Meeres sich von dem damaligen Zentralmeer der Tethys abzweigte und den sich hebenden Gebirgen — Kaukasus, Karpaten, Alpen — entlang verlief, um am Westrand der Alpen sich wieder mit der Tethys zu vereinigen (ARAMBOURG 1965, S. 192, Fig. 65). Von den dem Zentrum der Centrisceiden nächstliegenden Fundstellen in der oligozänen Maikop-Serie des Kaukasus liegen bis jetzt folgende Arten vor: *Aeoliscus heinrichi*, *Aeoliscus apscheronicus* (LEDNEV 1914) und *Aeoliscus kabristanicus* (MENNER) (ROŽDESTVENSKIJ 1950, S. 31—53, Abb. 1—15, Taf. 3, 4; DANILČENKO 1960, S. 77—79, Abb. 17, Taf. 8 Fig. 4, Taf. 9 Fig. 4). In den Menilitschiefern der Ostkarpaten fanden sich Skelette einer weiteren Art mit extrem langem und dünnem Stachel, die als *Centrisceus longispinus* ROŽDESTVENSKIJ 1949, S. 1167, Fig. 1) beschrieben wurde. Von diesen Arten ist allein *Aeoliscus heinrichi* weiter nach Westen gewandert entlang den Flachmeeren der Karpaten Rumäniens (PAUCĂ 1943, S. 185, Abb. i. T.), Siebenbürgens (BÖHM 1941, S. 13, Taf. 3 Fig. 4a, b), Galiziens (HECKEL 1850, S. 224, Taf. 20 Fig. 1, 2) und Mährens (KALABIS 1938, S. 1, Abb. i. T.). Außerdem kennt man *Aeoliscus heinrichi* aus dem Mitteloligozän des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete (SAUVAGE 1870, S. 400, Taf. 9 Fig. 1—3; KISSLING 1896, S. 18, Taf. 1 Fig. 1; FÖRSTER 1913, S. 8, Taf. 1 Fig. 1; WEILER 1928, S. 42, Taf. 4 Fig. 4; THEOBALD 1934, S. 138, Taf. 13 Fig. 1, 2; WEILER 1952, S. 8, Fig. 4; WEILER 1955, S. 441). Eine weitere, wohl ebenfalls zu *Aeoliscus* gehörende Art stammt aus den Menilitschiefern Rumäniens und wurde als *Amphisile teleajensis* beschrieben (JONET 1949, S. 360—367, Fig. 1). WEILER (1952, S. 20, Fig. 15, 16, 18) führt eine dieser Art vielleicht nahe stehende Form aus der unterstampischen Molasse des Entlebuch, Kt. Luzern an. Indessen ist die Abtrennung dieser Art von *Aeoliscus heinrichi* nicht ganz sicher.

Ergebnisse

Außer Einzelheiten über den Aufbau des Kopfskeletts, wurde vornehmlich der Rückbildungsprozeß in der vorderen Rückenflosse (D I) untersucht, der bei Centrisceiden einen ganz anderen Ablauf aufweist, als bei der nahe verwandten Gattung *Macrorhamphosus*, Familie Macrorhamphosidae. Beide Gruppen haben sich wohl aus einem gemeinsamen Vorfahren entwickelt, jedoch — auch in ihrer Lebensweise und geographischen Verbreitung — recht verschiedene Entwicklungswege eingeschlagen. Ihre Trennung muß sehr früh erfolgt sein, mindestens im ältesten Paläozän, da der Typus der Macrorhamphosidae mit einer *Macrorhamphosus* gegenüber etwas primitiveren Gattung und Art (*Protorhamphosus parvulus*) bereits im Oberen Paläozän Turkmeniens nachgewiesen ist.

Schriftenverzeichnis

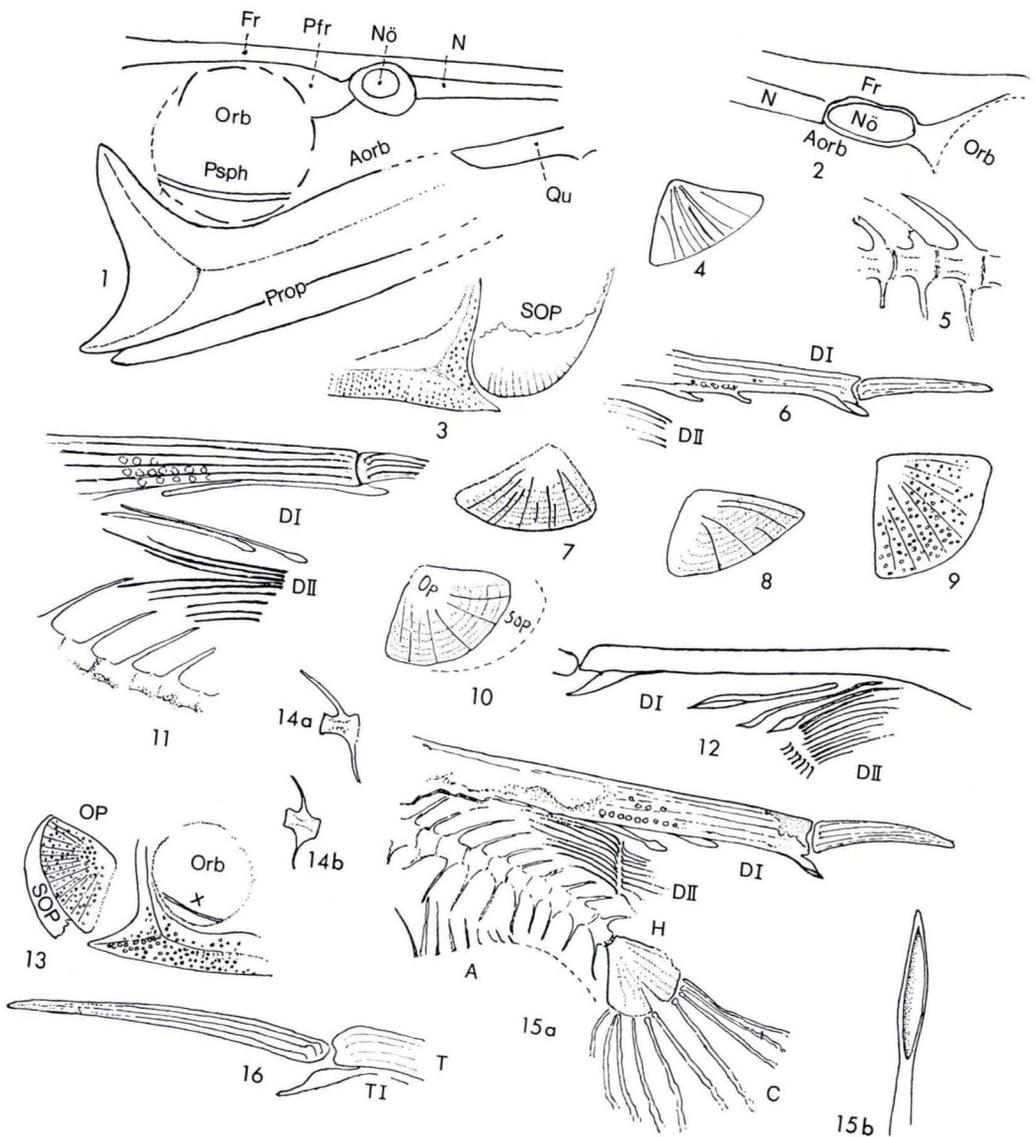
- ARAMBOURG, C.: Résultats scientifiques de la Mission C. Arambourg en Syrie et en Iran. (1938—1939). — Mém. Moyen-Orient, 8, S. 1—210, Abb. 1—64, 1 Kte., 17 Taf. Mus. Nat. Hist Nat., Paris 1967.

- BLOT, J.: Les poissons fossiles du Monte Bolea, classés jusqu'ici dans les familles Carangidae, Menidae, Ephippidae, Scatophagidae. — Studi e ricerche sui giacimenti terziari di Bolea. — Mus. Civ. Stor. Nat. Verona. Mem. fuori ser. Nr. 2, S. 1—525, 158 Abb., 84 + 15 Taf. Verona 1969.
- BÖHM, B.: Die fossilen Fische von Konvászna und Kommando in Siebenbürgen. — Mitt. Jb. kgl. ungar. geol. Anst., 35, S. 179—203, 4 Taf., Budapest 1941.
- DANILČENKO, P. G.: Kostistye ryby Majkopskich otloženij Kavkasa. — Akad. Nauk S.S.S.R. Trudy Paleontol. Inst., 78, 1—203, 28 Abb., 28 Taf., Moskau 1960.
- Bony fishes of the Maikop Deposits of the Caucasus. — Translated from Russian. Published U.S. Departm. Inter. and Nat. Sci. Found., Washington, D.C. by Israel Progr. scientif. transl., Jerusalem 1967.
- FÖRSTER, G.: Versteinerungen aus den Tiefbohrungen auf Kali im Oligozän des Oberelsaß. — Mitt. geol. L.-Anst. Elsaß-Lothringen, 8, S. 1—50, Taf. 1—2, 1913.
- HECKEL, J.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische Oesterreichs. — Denkschr. K. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1, S. 223—225, Taf. 20 Fig. 1. 2. Wien 1850.
- JONET, S.: *Amphisile teleajensis*, nouvelle espèce de Téléostéen oligocène des Carpathes roumaines. — Bull. Soc. Belge Géol., Paleont., Hydrol., 58, S. 360—367, 1 Abb., Brüssel 1949.
- JUNGENSEN, H. F. E.: Ichthyotomical contributions. I. The structure of the genera *Amphisile* and *Centriscus*. — Kongel. Danske Videnskabernes selskabs skrifter., naturw. Abt., 6, Raeke 7, S. 41—109, Kopenhagen 1908.
- KALABIS, VL.: *Amphisile heinrichi* HECKEL z menilitových břidlic Moravských. — Zvláštní časopis „Příroda“, 31, S. 1—4, 1 Abb., Brno 1938.
- KISSLING, E.: Fauna des Mittel-Oligozäns im Berner Jura. — Mém. Soc. Paléontol. Suisse, 22, S. 18, Taf. 1 Fig. 1, 1895.
- MOHR, E. (in DUNKER, G. & MOHR, E.): Die Fische der Südsee-Expedition der Hamburgischen Wissenschaftlichen Stiftung 1808—1909. — Mitt. zoolog. Staatsinst. u. zoolog. Mus. Hamburg, 41, S. 90—112, Abb. 1—4, Hamburg 1925.
- Revision der Centriscidae (Acanthopterygii, Centrisciformes). The Carlsberg Found. oceanographical Exped. round the world 1928—30 and previous “Dana”-Exped. — Dana-Report Nr. 13, S. 1—69, Fig. 1—33, Taf. 1—2, London 1937.
- PAUCĂ, M.: *Amphisile heinrichi* in Rumänien. — Acad. Roum. Bull. sect. sci., 25, S. 1—4, 2 Abb., 1943.
- ROŽDESTVENSKIJ, A. K.: Rod *Centriscus* is Majkopskich otloženij Kavkasa. — Akad. Nauk SSSR. Trudy paleontologičeskogo Inst., 25, S. 26—55, Abb. 1—13, 1 Kte., Taf. 3—4, Moskau-Leningrad 1950.
- SAUVAGE, H. H.: Poissons de Froidefontaine. — Bull. Soc. géol. France, sér. 2, 27, S. 400, Taf. 9 Fig. 1—3, Paris 1895.
- THEOBALD, N.: Contribution à la Paléontologie du Bassin oligocène du Haut Rhin et du Territoire de Belfort. Les poissons oligocènes. — Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 2, S. 117—162, 6 Abb., 5 Taf., Orléans 1934.
- WEILER, W.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens II. 3. Teil. Die Fische des Septarientons. — Abh. hess. geol. L.-Anst., 8, S. 1—63, 6 Taf., Darmstadt 1928.
- In: FRÖHLICHER & WEILER: Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuch, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung. — Eclogae geol. Helv., 45, S. 7—35, Abb. 4—18, Taf. 1—2, Basel 1952.
- In: HESS & WEILER: Untersuchungen an Fischen aus dem Alttertiär der Umgebung von Basel. — Eclogae geol. Helv., 48, S. 430—447, Fig. 1—7, Basel 1955.
- Die Bedeutung der Fischfunde im Rupelton der Tongrube von Frauenweiler bei Wiesloch südlich Heidelberg. — Z. rhein. naturf. Ges. Mainz, 4, S. 17—25, 9 Abb., Mainz 1966.

Tafelerklärung

Tafel 1

- Fig. 1, 2. Teile des Kopfskeletts. — $\times 6$. — Aorb = Antorbitale; Fr = Frontale; N = Nasale; NÖ = Nasenöffnung; Orb = Orbita; Pfr = Praefrontale; Prop = Praeoperculum sin./dexter; Pspsh = Parasphenoid; Qu = Quadratum. — Nr. 130 (1), 368 (2).
- Fig. 3. Praeoperculum + Suboperculum (Sop). — $\times 6$. — Nr. 183.
- Fig. 4, 7–10. Operculum von außen, sin. (4, 8–10), dexter (7). — $\times 6$, $\times 12,5$ (8). — Nr. 179 (4); 145 (7); Nr. 195 (8); Nr. 88a (9); 198 (10).
- Fig. 5. Mittlere Schwanzwirbel. — $\times 6$. — Nr. 24, Exemplar 1).
- Fig. 6. Träger des beweglichen Stachels mit 3 angewachsenen freien Trägern der D I und Trägern der D II. — $\times 6$. — Nr. 140. — Körperlänge + Stachel­länge = $38,6 + 4,4$.
- Fig. 11. Teil des Schwanzabschnitts mit Wirbeln, der D I und Trägern der D II. — $\times 6$. — Nr. 101.
- Fig. 12. Großer Träger und Basis des zugehörigen großen Stachels, einem mit dem Stachelträger verwachsenen freien Träger und 3 weiteren freien Trägern der vorderen Dorsalis (D I). Unter diesen die 2. Rückenflosse (D II). — $\times 6$. — Nr. 154. — Körperlänge + Stachel­länge = $39 + 6$ mm.
- Fig. 13. Orbita mit Parasphenoid (Orb, X), hinterer Hälfte des Praeoperculums. (Leicht verlagert Operculum [Op] mit Suboperculum [Sop]). — $\times 6$. — Nr. 96 — Körperlänge + Stachel­länge = ca. $35 + 5,2$ mm.
- Fig. 14a, b. Vorderer (a) und mittlerer (b) Schwanzwirbel. — $\times 6$. — Nr. 118.
- Fig. 15a. Schwanzabschnitt mit der D I, D II, den Trägern der Analis (A), der Schwanzwirbelsäule mit Hypurale (H) und der Caudalis (C). — $\times 6$. — Nr. 118/122 (Platte und Gegenplatte). — Abb. 15b. Ende des vordersten der 3 mit dem Stachelträger verwachsenen freien Träger, von oben gesehen. — $\times 35$.
- Fig. 16. Beweglicher Stachel und distales Ende seines Trägers (T). Unter dem Gelenk die abgebogene Spitze des angewachsenen 1. freien Trägers (T I). — $\times 6$. — Nr. 170.



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 195–202	2 fig.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Stratigraphy and Classification

By

JOHN ANDREW WILSON, Austin*

With 2 figures

Preface: "Much time and work have been wasted in discussing the claims of alternative stratigraphic names. In many instances controversies arise over questions of fact, but there are also numerous cases in which the facts are well understood, and individuals disagree only as to the bearing of the facts on the questions of nomenclature. Opinions differ so widely as to the principles which should determine the selection of names that facts which some regard as conclusive appear to others not all pertinent. The road to ultimate peace lies through a war of principles; and *the valuable controversy is one in which the fundamental postulates of the contestants are exposed*" (GILBERT & LYMAN, 1894).

I am grateful for this opportunity and welcome it for two reasons, first to express my very best wishes to Prof. Dr. HEINZ TOBIEN on this memorable occasion and secondly for the opportunity to express some of my views to an audience outside the United States.

At the very beginning I feel it necessary to define¹⁾ four of the terms that will be used in this paper.

Stratigraphy is the scientific study of bodies of layered rock and of any and all relationships among them, including time.

Classification is the conceptual ordering of objects of study into sets or groups on the basis of association by contiguity, similarity, or both.

Nomenclature is the application of distinctive names to each of the units recognized in any given formal stratigraphic classification.

Taxonomy is the theoretical study of classification, including its bases, principles, procedures, and rules.

This is an article on the taxonomy of stratigraphy. It does not present the stratigraphy of any particular area, nor does it deal with the stratigraphy of any portion of the stratigraphic column. It does not present a new classification. Instead, it is limited, purposefully, to a study of the bases on which classifications are made,

*) Address of the author: Prof. Dr. J. A. WILSON, Department of Geology, University of Texas, Austin, 78712, USA.

¹⁾ The italicized definitions are, in part, quotes from G. G. SIMPSON, Principles of Animal Taxonomy, 1961, Columbia University Press. I acknowledge my indebtedness to this leader in animal taxonomy.

the principles involved, and the procedures followed. It is, then, according to the above definition, a taxonomic study.

The planet Earth is not a homogeneous ball. It consists of a hundred or so elements that exist in various quantities and states for various lengths of time. Perhaps as a result of this heterogeneity we humans exist here as one combination of these elements that is imbued with life and with the power to observe and reason. We recognize other combinations of elements in our environment; some are living and some are nonliving. The groups, "living" and "non-living", constitute a simple classification.

The universe is so complex that in order to attempt to understand even small parts of it, and to communicate his thoughts, man has found it necessary to label segments of it.

Classification has as its purpose the systematic grouping of objects of study, and the naming of these groups, so that we do not have to treat each and every object independently. The Binomial System of LINNÉ for classifying plants and animals fulfills this purpose. No one claims that it is perfect, entirely logical, true, noble, or even the most convenient; nonetheless it is used.

There are different classifications in current use in geology. Minerals are now classified primarily on crystal structure rather than on chemical composition, and rocks are classified according to their genesis as igneous, metamorphic, and sedimentary. Sedimentary rocks are classified by mineral composition and by particle size.

The relationships of things, and ideas as to how they should be grouped, are intricately interwoven. There seem to be two fundamentals used in ordering or grouping (SIMPSON, 1961, p. 3). One is "association by contiguity". By this we mean association by contact or by nearness. We commonly use this in relating geographic areas. Austin, Texas, USA, North America, is a hierarchy of geographic areas grouped by contiguity. Contiguity is also used in a temporal way as when we group events by centuries. This has the contiguity of years, and a combination of temporal and spatial contiguity would be 18th Century England.

The second fundamental of ordering is "association by similarity". There are degrees of similarity, and, depending on what things or parts of things we wish to compare, we may group things differently. A small opossum superficially resembles a large rat. They both have hairless tails and pelts that are of like color, and both live in or around towns. If, however, we chose to compare their reproductive organs, the opossum is grouped with the kangaroo and the rat with the giraffe.

There are combinations of the two "associations". If we speak of "Mediterranean architecture", we think of buildings of a similar style often found in areas of warm climate. The uses of these associations in geology is so self-evident that it should not need amplification. But, in simplest terms, we associate rocks by similarity of composition and contiguity (a single body) and have a formation; we associate fossils of similar morphology and, we hope, contiguity in phylogeny, and have species; we associate rocks by contiguity in time and have Precambrian rocks.

GILMOUR (1940, 1951) and SIMPSON (1961) point out that there are and can be many different bases for classification. I quote again, but only in part, from SIMPSON (1961).

1. A major function of classification is to construct classes about which we can make generalizations. Some generalization, of course, precedes classification.
2. The classes are constructed in connection with a particular purpose, which depends on the kinds of generalizations that are considered pertinent.
3. Some classifications pertain to a wider range of inductions than others.
4. There cannot be one ideal and absolute scheme of classification for any particular set of objects, but . . . must always be a number of classifications, differing in their basis according to the purpose for which they have been constructed (GILMOUR 1951).

We must thus accept the possibility and in fact the need not only of many classifications but also of many kinds of classifications, that is, of classifications based on different sorts of relationships and serving different purposes.

All stratigraphers working anywhere on the crust of the earth where there is an appreciable thickness of sediment will have to work with three fundamentally different things: 1. rocks, 2. stratigraphic breaks, and by these I mean bedding planes and erosion surfaces, and 3. fossils, not everywhere but most places. These three observable things will be found in Germany, Mexico, Texas, or Timbuctu. They are the raw materials with which a stratigrapher has to work. These are the things that are "given" in stratigraphy.

By trying to figure out what stratigraphers do in common we may arrive at a clearer idea of what constitutes stratigraphy. Most people who call themselves stratigraphers gather data concerning stratified rocks and assemblages of fossils, and synthesize these data, in one form or another, on geologic maps, cross-sections and correlation charts. In the process of doing this they rely on information from closely allied, but different fields. For instance, the stratigrapher uses structural geology, but structure is not his goal, or, he may use sedimentary petrography but the identification of kinds of rock is not the goal either. He may collect fossils but the collection and identification of fossils alone is not the goal. If that were all, he would only have to describe the fossils, allege their age and deposit them in a museum.

What does his map show? For one thing it shows the bodies of rock he has named and their distribution at the surface of the earth. By combining the map and cross-section he shows orientation of bodies of rock in three dimensions. In other words, one of the functions of the stratigrapher's map is to show the orientation of bodies of rock in space. Let us not, for the moment at least, concern ourselves as to how he distinguished the bodies of rock.

Most geologic maps are colored and a glance at the key will also show that the units of rock are arranged sequentially, that is, they are oriented in time. Also ignoring, for the moment, the question of how he arrived at the units he used, all geologic maps, whether made in Europe, Asia, or North America show the distribution of some sort of rock units in space and time. The map and the cross-section stress the orientation in space, but, of course, superposition shown on the cross-section expresses an orientation in time. The correlation chart, again ignoring for the present, the basis on which the units were grouped, stresses orientation in time but the headings on the various columns usually show geographic or spatial distribution.

A map or a cross-section of an area where layered rocks are present, shows, as we have said, the distribution and orientation of units of these layered rocks in both

space and time. The units may be of different sizes, large or small, depending on the scale of the map and may show age of the rock, kind of the rock, or both. At any rate, the units represent bodies of layered rock grouped on an association to show their orientation in space and to show their time relationship to one another.

The units or bodies of rock are classified and named. The vocabulary of terms and names that stratigraphers use applies to bodies of layered rock not to kinds of rock. The identification of the kind or kinds of rock that make up a formation are important to a stratigrapher, but of even more importance to him is the determination of the extent of the body of rock and its relation to other bodies of rock. The kind may vary within the unit, but his primary interest is the unit.

Stratigraphers, of course, are not the only ones who contribute to the making of geologic maps. Structural geologists are needed in areas of complex folding and faulting. Paleontologists are needed to identify fossils that are collected from the rocks. Many specialists contribute to the sum total of knowledge that goes into the making of geologic maps, cross sections, and correlation charts.

But the stratigrapher is interested in structural geology only to the extent that it helps him unravel what has happened to his stratigraphic units. He is interested in paleontology to the extent that it helps him to orient his stratigraphic units in space-with-time. He is interested in ecology to the extent that it helps him visualize environments of deposition in which his stratigraphic units accumulated. It is the study of bodies or units of layered rock and any or all relations among them that constitutes the common ground of stratigraphers.

Some European stratigraphers consider that only the study of the time relations of bodies of rock belong in what they call stratigraphy. SCHINDEWOLF (1954, trans. MOORE, 1959), for example says "Stratigraphy is that discipline which has as its object the study of the historical sequence of those strata available to us". The contrast in concepts is brought out in the minutes of the meeting of the International Subcommission on Stratigraphic Terminology, held at Copenhagen in 1960 (RODGERS in HEDBERG, 1969).

"The meeting then proceeded to discuss, more or less simultaneously, a whole complex of questions, revolving in general around the scope of stratigraphy and its proper definition, and the adequacy of the decisions of the 8th International Geological Congress in Paris in 1900 in present-day stratigraphic practice.

One group wished to see stratigraphy defined as the study of the age relations of rocks and its aim as the elucidation of the succession of geologic landscapes that constitute the past history of the Earth. They would restrict the term 'stratigraphic unit' to the 'chrono-stratigraphic units' of the Subcommission Circulars, for which they believe the Paris decisions are adequate, with perhaps minor modifications. Certain persons advocated that pure stratigraphy should reject the 'bizarre' new methods devised by the petroleum geologists as having led to an unacceptable philosophy of terminology and classification, and urged return to the 'noble' stratigraphy of the past, concerned with the correlation of stages and zones by paleontologic methods. But most members of this group acknowledged the great value of lithologic and biologic or ecologic studies not directly concerned with age questions, especially in the study of new countries where the stratigraphy is only just being worked out. They contrasted these working methods, however, with the aim of stratigraphy to work out the geologic history, and they were inclined to deny that such studies were properly a part of stratigraphy, preferring to consider them as 'prostratigraphy' or as temporary auxiliary means to the main purpose.

The other group protested against this restriction of stratigraphy and its aims; for them stratigraphy is the study of strata and their relations (not just age relations), and its aims include not only the knowledge of the history they record, but many other kinds of knowledge, not rejecting knowledge of economic value. For them, therefore the terminology of 'lithostratigraphic' and 'biostratigraphic' units proposed in Circular No. 10 are just as important a part of stratigraphic terminology as the 'chronostratigraphic' units, and indeed are primary, since only after they are adequately known and objectively described can one proceed safely to regional correlations."

The two viewpoints are equally possible but to say that one is "noble" removes that opinion from the realm of science.

If we leave out any ideas of noble and ignoble, or, stratigraphy and prostratigraphy, and grant that stratigraphy deals with orientation of layered bodies of rock in space-with-time, we see that there is, of course, a historical point of view involved. There is a historical sequence of strata and a historical sequence of units with particular fossils. The two may coincide or they may not coincide. There is also a spatial arrangement of units of strata and a spatial arrangement of units with particular fossils. Again, these may or may not coincide. Granted the presence of the historical point of view in stratigraphy, however, I further question SCHINDEWOLF's (1954, trans. MOORE, 1959) statement that "stratigraphy . . . has as its object the study of the historical sequence". If by this he means that the only object is to study the historical sequence, I disagree.

I earlier quoted SIMPSON (1961) that "A major function of classification is to construct classes about which we can make generalizations". One would be led to believe from the term "stratigraphie descriptive" proposed by the Comité Français de Stratigraphie that no generalizations could be drawn from such studies and classification. Beyond protesting the redundancy of the term, it seems hardly necessary to point out that generalizations concerning environment of deposition, paleotemperature, source areas of sediment, time of deposition relative to other geological events, are valuable scientific generalizations.

Still more recently ERBEN (1970) has reaffirmed the opinions of SCHINDEWOLF. He argues that the "introduction of these three classifications (lithostratigraphy, biostratigraphy, and chronostratigraphy) and terminologies is, in the view of stratigraphical practice, by no means justified. None of the three 'stratigraphies' could exist independently. There is only one authentic stratigraphy and it is indivisible."

The comments of Professor ERBEN (1970) are surprising in view of his (ERBEN, 1956 b, p. 7) able description of the Middle Jurassic of Mexico.

"La subdivisión *estratigráfica*²⁾ de los depositos del Jurásico Medio y Calloviano en México, se basa sobre todo en la litología, ya que la mayor parte de los sedimentos de esta edad no contienen fósiles que pudieran servir para una subdivisión más precisa. Aquellas secuencias biostratigráficas solamente se han podido subdividir hasta cierto grado: las que contienen intercalaciones marinas o son completamente marinas."

One wonders in view of this more recent change of opinion, whether Prof. ERBEN now considers that his work in the Jurassic of Mexico varied from day to day, that is from prostratigraphy to stratigraphy, depending on whether or not he was fortunate enough to find fossils.

²⁾ Italics by the author.

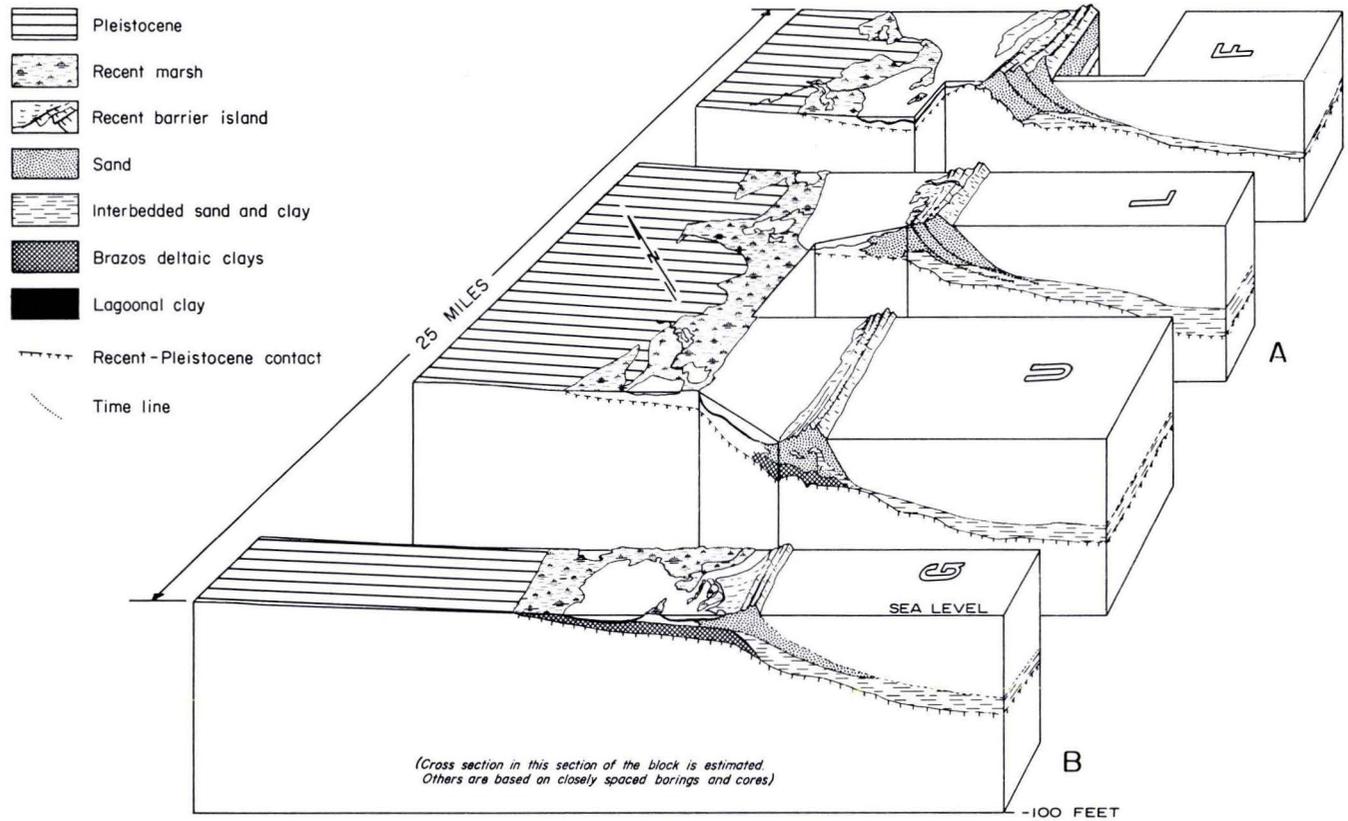
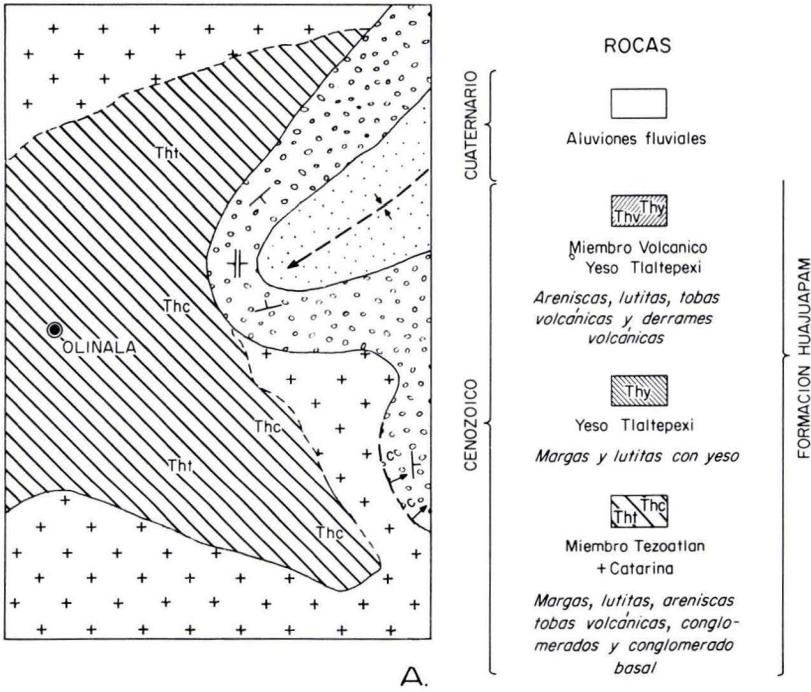
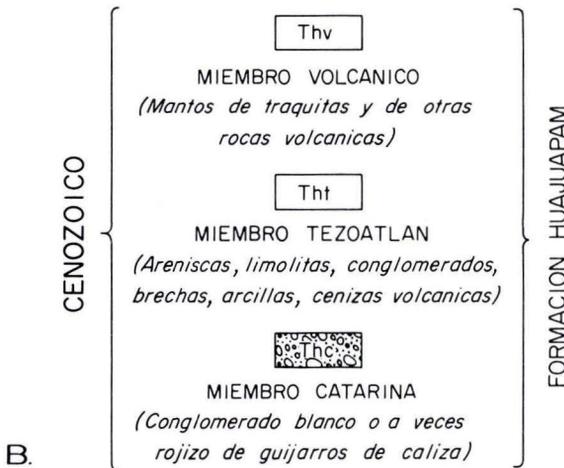


Fig. 1. Block diagram of Galveston Island, Texas. Lines parallel to floor of the Gulf are time lines based on carbon 14. After BERNARD et al., 1970.

In figure 1, section A, does the presence of time lines, based on carbon 14 dates make that section stratigraphic? Is section B prostratigraphic because there are no time lines?



A.



B.

Fig. 2. A.) A portion of the map and legend from ERBEN 1956a. B.) A portion of the legend from ERBEN 1956b. How many members are there in the Huajuapam Formation?

The objective of the International Subcommittee on Stratigraphic Classification is to propose a classification and system of nomenclature such that geologists of the world can have available mutually understandable information on which to base generalizations. Such a need has long been recognized because the International Subcommittee is a direct descendant of the efforts of members of the early Congresses.

The only use I can foresee for such descriptive terms as protostratigraphy, prostratigraphy, stratigraphie descriptive is that historically they were prethe adoption of an International Report on Stratigraphic Classification. As an example of the long standing need for such an international document covering lithostratigraphy, I return to the work of Professor ERBEN. My figure 2A is a copy of part of the legend on his Mapa No. 3 (ERBEN, 1956a). My figure 2B is a copy of part of the legend of his Figura 10 (ERBEN, 1956b). Both legends show his subdivision of the unfossiliferous Formacion Huajuapam. How many members are there for this formation? Only Miembro Catarina is even briefly described in the text.

The geology of the northern part of the State of Oaxaca, Mexico is complicated, and I greatly admire the effort of Professor ERBEN. I believe, however, his lithostratigraphy members of the unfossiliferous Formacion Huajuapam would have had more lasting value even locally if a description had been given and if the subdivisions could have been made in accordance with the proposals of the International Subcommittee on Stratigraphic Classification.

References

- BERNARD, H. A., MAJOR, C. F., JR., PARROTT, B. S., LE BLANC, R. J., SR., 1970: Recent sediments of southeast Texas. — Bureau of Econ. Geology, Univ. Texas, Guidebook 11.
- ERBEN, H. K., 1956a: Estratigraphia y paleontologia del Mesozoico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca y Guerrero, especialmente del Jurásico Inferior y Media. — Congreso Geológico Int., Excursion A-12, 78 pp.
- 1956b: El Jurásico Medio y el Calloviano de Mexico. — XX Congreso Geológico Int., Mexico., 140 pp.
- 1970: Dissenting comments on the basic philosophy so far adopted by the International Subcommittee on Stratigraphic Classification. — In: Int. Subcom. on Stratigraphic Classification of Int. Com. on Stratigraphy, Circular No. 28.
- GILBERT, G. K. & LYMAN, B. S., 1894: The name "Newark" in American stratigraphy: a joint discussion. — *Jour. Geology*, **21**, no. 1, pp. 55—61.
- GILMOUR, J. S. L., 1940: Taxonomy and philosophy: in J. S. HUXLEY et al. *The new systematics*. — Oxford Univ. Press, Oxford, p. 461—474.
- 1951: The development of taxonomic theory since 1851. — *Nature*, **168**, p. 400 to 402.
- HEDBERG, H. D., editor, 1961: *Stratigraphic Classification and Terminology*. — Internat. Geol. Cong. 21st, Norden 1960, Report Part 25, 28 p.
- SCHINDEWOLF, O. H., 1954: On certain stratigraphic fundamentals (translated by MOORE, P. F., 1959). — *International Geol. Review*, **1**, n. 7, p. 62—70.
- SIMPSON, G. G., 1961: *Principles of Animal Taxonomy*. — Columbia Univ. Press, New York, 247 pp.

Über einige Edelsteine aus Tansania und ihre Vorkommen

Von

HERMANN BANK, Idar-Oberstein *

Mit 6 Abbildungen

Inhalt

1. Einleitung	203
2. Zur Geologie von Tansania	204
3. Einzelbeschreibung der Edelsteine Tansanias	204
3.1. Diamant	204
3.2. Granat	206
3.3. Korund	208
3.4. Zoisit	211
3.5. Prasopal	212
3.6. Diopsid	212
3.7. Cr-Turmalin	213
4. Zusammenfassung	213
Schriftenverzeichnis	213

1. Einleitung

Bis zum 2. Weltkrieg war das damalige Tanganjika als Lieferant von Edelsteinen weitgehend unbekannt. Jedoch waren in der deutschen Kolonialzeit kurz nach der Jahrhundertwende Vorkommen von Granaten (Pyrope) in der Landschaft Namaputa nördlich von Rovuma erwähnt worden (BORNHARDT 1902, TORNAU 1907, GAGEL 1909, ERNST 1909, BAUER 1909).

Nach EPLER (1935) und WEBSTER (1970) waren Diamantclaims 1910 belegt, aber erst 1925 abgebaut worden, und zwar bei Mabuki (nach KRENKEL 1957: Makubi) an der Bahnlinie von Tabora nach Mwanza. Dabei handelt es sich um sekundäre Vorkommen.

1939 entdeckte WILLIAMSON (nach GIA-Diamond-Dictionary) das bedeutendste primäre Vorkommen in Tanganjika, den Mwadui-Pipe aufgrund geologischer Überlegungen, während die übrigen Edelsteinprospektionen i. a. sehr unsystematisch durchgeführt werden.

Inzwischen sind nun einige weitere Mineralarten in schleifwürdiger Form entdeckt worden und dadurch zu Edelsteinen geworden.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. BANK, 658 Idar-Oberstein 2.

Dazu gehören insbesondere Vorkommen von Korunden (GAME 1954, MEIXNER 1960, BANK 1959 und 1963, WEBSTER 1970, SOLESBURY 1967) in Form von Rubinen, Saphiren, Padparadschas und fantasiefarbigen Vertretern. Weiterhin sind interessant durchsichtige blaue und andersfarbige pleochroitische Zoisite (BANK, BERDESINSKI & NUBER 1967, ANDERSON 1968, STRUNZ 1969, BANK 1969 und 1971, EPPLER 1969, RÖSCH 1970) aus der Gegend der Mirarani Hills südöstlich Arusha.

An Granaten wurden, außer den o. a. schon vor dem 2. Weltkrieg bekanntgewordenen, Grossulare (am wertvollsten Cr-Grossular, gelbe und braune, hellgrüne und hellgelbgrüne sowie farblose und orangefarbige), „Rhodolithe“, Spessartine etc. gefunden. Außerdem sind Prasopale, Diopside sowie Cr-Turmaline zu nennen. In der Folge soll versucht werden, soweit möglich, die Vorkommen und die mineralogischen Daten der einzelnen Edelsteine zu beschreiben.

2. Zur Geologie von Tansania

Tansania, das ehemalige Tanganjika und noch früher Deutschostafrika, erstreckt sich ca. zwischen 2° und 12° südl. Breite sowie zwischen 29° und 41° östl. Länge.

Es umfaßt ca. 939000 km² und baut sich geologisch-geographisch-morphologisch aus

dem Hochland des zentralen Ostafrika (vorwiegend aus Metamorphiten) und dem niedrigeren sedimentären Vorland auf.

Das Hochland ist weitgehend als Rumpfebene mit oder ohne Inselberge, z. T. verdeckt durch jüngere vulkanische Erscheinungsformen, ausgebildet.

Tektonisch treten insbesondere die ostafrikanischen Gräben in Erscheinung.

Das in Frage kommende Gebiet wird vom Basalkomplex mit dem Usagara-System und dem Zentralgranit beherrscht, die stratigraphisch in das Archaikum und Altagonkium eingestuft werden.

3. Einzelbeschreibung der Edelsteine Tansanias

3.1. Diamant

Nach E. O. TEALE (1928) wurden 1910 südlich des Viktoriasees, genau 61 km südöstlich von Muanza, in sekundären Vorkommen zusammen mit Granat, Diopsid und Ilmenit Diamanten gefunden. NW von Mabuki wurde nach BEETZ (1930) auch eine Pipe entdeckt, vermutlich kretazischen (nach KRENKEL 1957: paleozänen) Alters, die in serizitischen Schiefen des Basement Komplex steckt und ein primäres Diamantvorkommen darstellt. Im Zusammenhang mit diesen sind in der Umgebung sekundäre Vorkommen.

50 Meilen weiter südlich wurden in den Jahren 1928/29 ungefähr 20 Kimberlit-Pipes gefunden, die zwar Diamanten enthielten, aber nicht in abbauwürdiger Quantität und Qualität.

Die Mabuki-Pipe lieferte in ihren Deckschichten 1925 eine Menge von 434 Karat. Wie in der Südafrikanischen Union ist auch hier der Kimberlit anstehend, der zu

Yellow und Blue Ground verwittert ist. Der Yellow Ground war nicht abbauwürdig. Die Abb. 1 zeigt die Verteilung einer Menge von Kimberlitschlotten, die seither in der Gegend zwischen Mabuki und Dodoma gefunden wurden. Diese Kimberlitprovinz, die auf der langen, SW-NE streichenden Kimberlitzone liegt, dürfte die größte außerhalb Süd- und SW-Afrika darstellen. Petrographisch ist der Kimberlit in Tansania recht basisch, er enthält Eklogitknollen und Granite als Nebengesteinskomponenten. Die Pipes liegen meist im Bereich des Zentralgranitplutons.

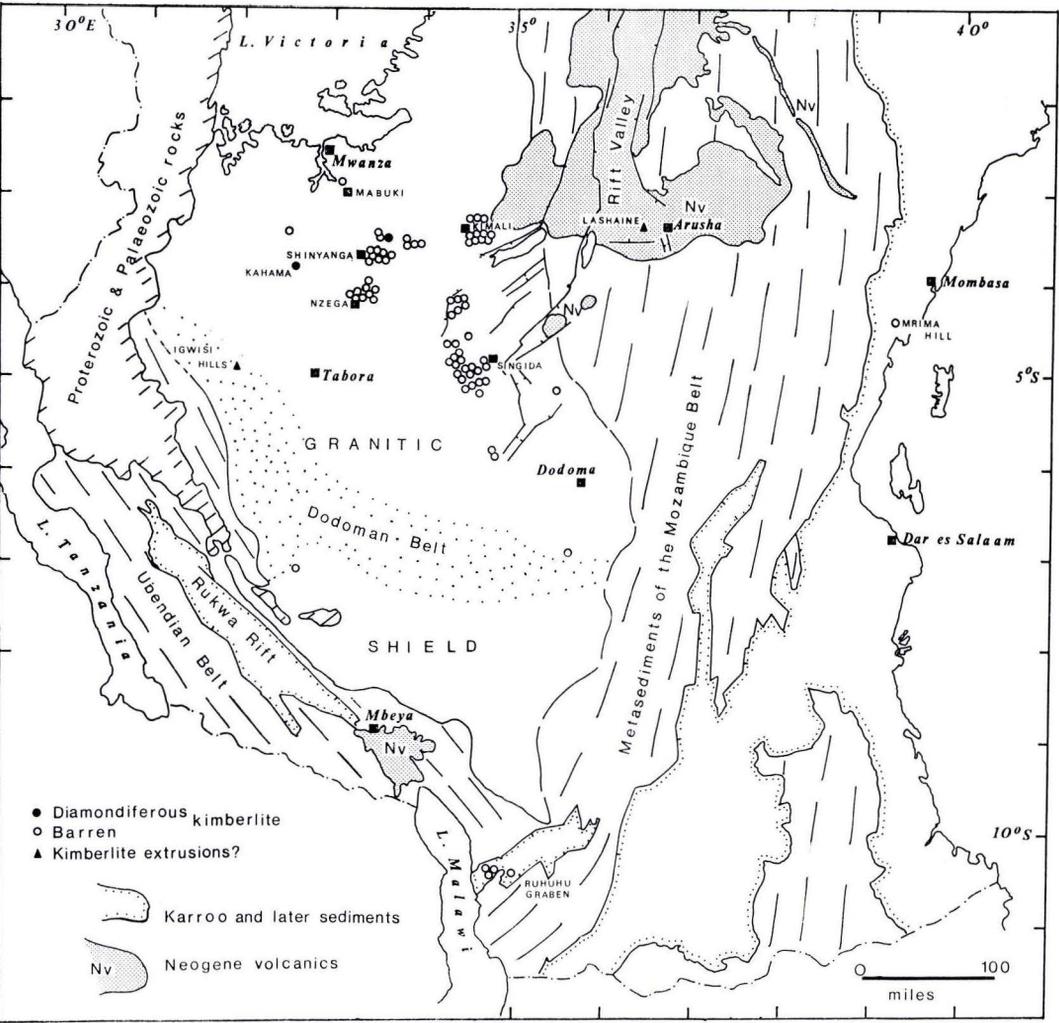


Abb. 1. Tektonik und Verteilung der Kimberlitschlotten in Tansania. (Nach J. B. DAWSON 1970, Fig. 5 zwischen S. 326 und 327.)

Als der wirtschaftlich wichtigste der mehr als 50 bisher bekannten Pipes in Tansania, deren oberflächliche Erkennung häufig durch Eluvionen und Alluvionen erschwert wird, hat sich der Mwadui Schlot erwiesen, der als einer der wenigen durch systematische Prospektion von dem kanadischen Geologen WILLIAMSON im Jahre 1939 entdeckt wurde.

Er lieferte einen 240 Karat schweren Diamanten und u. a. auch den bekannten rosafarbenen, 54 Karat schweren „Elisabeth II-Diamant“. Von DU TOIT (1960), EDWARDS (1966) und THIND (1967) wurden u. a. die geochemischen, petrographischen und mineralogischen Gegebenheiten der Kimberlite und besonders auch des Mwadui-Pipe dargelegt.

3.2. Granat

Im Grundgebirge (Basement Komplex) Tansanias ist eine Menge von verschiedene Granatporphyroblasten führenden metamorphen Gesteinen vertreten, und während ursprünglich nur Pyrope und Almandine bekannt waren, sind inzwischen verschiedene Farben von Grossular sowie Spessartin beschrieben worden.

BORNHARDT (1902), TORNAU (1907), GAGEL (1909), BAUER (1909) und EPPLER (1935) berichten, daß um die Jahrhundertwende Granate, und zwar Pyrope, aus dem Shynjanga-Distrikt in Tansania in der Landschaft Namaputa nördlich von Rovuma in Tanganjika gefunden worden seien. Der Granate führende Distrikt erhielt den Namen Luisenfelde. Die Granate werden aus dem Verwitterungsschutt eines Hornblendegneises gewonnen.

Die Produktion war nie sehr groß, und EPPLER (1935) berichtete, daß sie 1928/29 ganz eingestellt worden sei.

Mitte der 60er Jahre kamen aus Tansania von verschiedenen Stellen, meist sekundären Vorkommen, große Mengen abgerollter Granate verschiedener Rotintensität und verschiedener Rot-Violett-Rosa-Schattierungen.

BANK & NUBER (1969) haben diese verschiedenen Farbnuancen und -intensitäten genauer untersucht, da alle diese verschiedenen Farben mit dem Handelsnamen Rhodolith versehen waren. HIDDEN & PRATT (1898) beschrieben einen ähnlichen hell- bis dunkelrotfarbigen Granat als Rhodolith, eine Bezeichnung, die von STRUNZ (1966) als veraltet angegeben und 1970 als Handelsname ausgewiesen wird.

Inzwischen wird von sekundären Vorkommen der roten und rosaroten Granate aus dem Umbatal und von den Mirarani-Hills berichtet.

Bei den optischen Untersuchungen ergab sich, daß anomale Spannungsdoppelbrechung beobachtet werden konnte und Brechungsindizes

$$n = 1,705 - 1,80$$

auftreten, mithin also optisch Mischkristalle von Pyrop (WERNER 1803) bis Almandin (AGRICOLA 1546)

	Pyrop ($Mg_3Al_2[SiO_4]_3$)	Almandin ($Fe_3Al_2[SiO_4]_3$)
WINCHELL	$n = 1,705$	$n = 1,83$
KLOCKMANN	1,714	1,830
TRÖGER	1,705	1,830

reichen.

Dasselbe gilt für die Dichte

$$D = 3,51 - 4,32 \text{ g/cm}^3$$

ebenso wie für die Gitterkonstante

$$\text{STRUNZ} \quad a_0 = 11,53 - 11,52 \text{ \AA}$$

$$,, \quad (1970) \quad a_0 = 11,46 - 11,53 \text{ \AA}$$

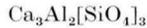
Eigene Diffraktometer-(Cu-K α -Strahlung)Untersuchungen ergaben

$$a_0 = 11,48 - 11,52 \pm 0,01 \text{ \AA}$$

Mit der Elektronenprobe sollten die auf diese Weise ermittelten Ergebnisse kontrolliert werden und ergaben einen hohen Fe-Gehalt, wenig Mn, Spuren von Rb und Pb, sowie Mg.

Im Durchschnitt sind die Steine mittlere Mischglieder der Mischkristallreihe Pyrop-Almandin, die nach HIDDEN & PRATT (1898) als Rhodolithe bezeichnet worden wären.

Von BANK, BERDESINSKI & NUBER (1969) wurden auch gelbe und braune Granate untersucht, die sich als Grossulare erwiesen und in dieser Form schon lange als Hessonite bezeichnet werden. Grossular, von WERNER (1811) benannt, ist ein



Er besitzt Brechungsindizes $n = \text{um } 1,745$

$$\text{Dichte} \quad D = 3,60 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Gitterkonstante} \quad a_0 = 11,8579 \pm 0,0004 \text{ \AA}$$

Ihr wichtigstes Vorkommen ist in Tansania bei Arusha.

Hessonit wurde von HAUY (1822) eine Varietät von Grossular genannt, die einen Fe-Grossular mit $a_0 = 11,91 \text{ \AA}$ (nach MENZER 1926) darstellt. Schon 1967 hatten NUBER, BANK & BERDESINSKI einen klar durchsichtigen grüngelblichen Grossular aus Tansania beschrieben, für den Verf. inzwischen als mögliche Fundpunkte die Mirarani-Hills und die Lelatema Hills (Abb. 2) in Tansania ausfindig machen konnte.

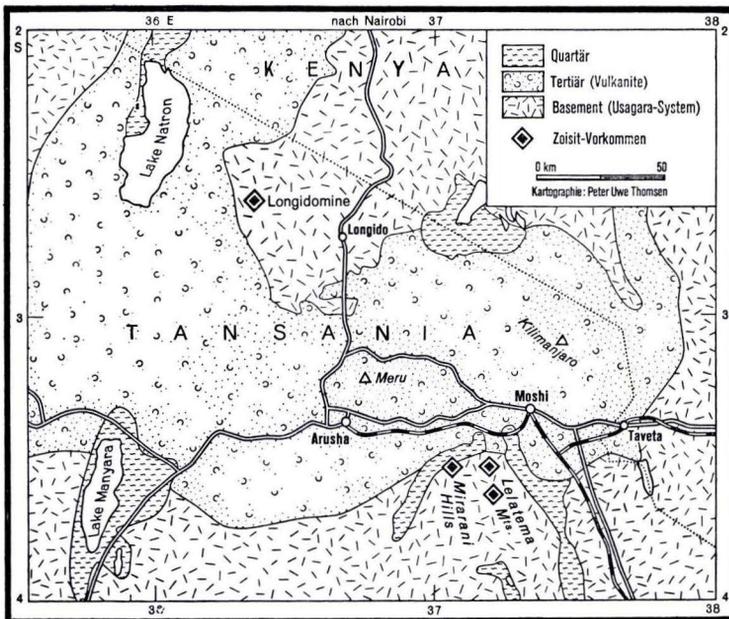


Abb. 2. Zoisit-Vorkommen in Tansania. (Nach H. BANK 1971, Karte 3 auf S. 109.)

Diese klar durchsichtigen grünen Grossulare besitzen

$$\begin{aligned} n &= 1,734 \\ D &= 3,65 \text{ g/cm}^3 \\ a_0 &= 11,8527 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Röntgenfluoreszenzspektroskopisch wurde bei ihnen partienweise Yttrium-Gehalt nachgewiesen.

1970 konnte dann vom Verf. zus. mit BERDESINSKI und OTTEMANN auch ein durchsichtiger smaragdgrüner Grossular aus Tansania beschrieben werden, der Spuren von Chrom enthält.

$$\begin{aligned} n &= 1,742 \\ D &= 3,68 \\ a_0 &= 11,852 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Dieser smaragdfarbene Chromgrossular kommt nur in sehr geringer Menge durchsichtig, und zwar zusammen mit blauem und braunem Zoisit sowie Quarz und Feldspat in Granit und Cyanit-Granatgneisen und anderen metamorphen Gesteinen in den Mirarani Hills bei Arusha-Moshi vor. 1971 war es möglich, neben den allochromatisch farbigen Grossularen auch einen farblosen Vertreter festzustellen, und zwar ebenfalls wieder aus Tansania. Der Verf. beschrieb diesen, der ebenfalls von der genannten Lokalität stammt, folgendermaßen:

$$\begin{aligned} n &= 1,732 - 1,734 \\ D &= 3,65 \text{ g/cm}^3 \\ a_0 &= 11,851 \text{ \AA} \end{aligned}$$

3.3. Korund

Von GAME (1954) und Verf. (1963) wurde ein Korundvorkommen in der Nähe von Longido in Tansania beschrieben, dessen Paragenese auch MEIXNER (1960) anführt. Es handelt sich dabei um ein Vorkommen von Zoisitamphibolit, der, wie die Abb. 2 zeigt, zu den metamorphen Serien des Basement Komplex, des kristallinen Grundgebirges Ostafrikas gehört, das morphologisch hier eine Rumpfebene bildet, über die Inselberge aufragen. Das Grundgebirge wird überdeckt von Produkten des tertiären Vulkanismus. Tektonisch treten großräumige Störungen auf, die zu den sogenannten ostafrikanischen Gräben zu rechnen sind. Petrographisch ist das Muttergestein der in Form von Porphyroblasten auftretenden Korunde ein Zoisitamphibolit bzw. ein Zoisitfels, der wechselnde Mengen farblosen und grünen Zoisit, Plagioklas, Amphibol und Korund enthält.

Besonders interessant in der Paragenese ist der Zoisit, der farblos und grün auftritt und meist nur $1/2 - 2$ mm groß ist.

$$\begin{array}{l} \text{grün:} \quad n_\alpha = 1,698 \quad n_\beta = 1,700 \quad n_\gamma = 1,703 \quad n_\gamma - n_\alpha = 0,005 \quad 2V_\gamma = 25^\circ \\ \text{farblos:} \quad n_\alpha = 1,695 \quad n_\beta = 1,698 \quad n_\gamma = 1,704 \quad n_\gamma - n_\alpha = 0,009 \quad 2V_\gamma = 33\frac{1}{2}^\circ \end{array}$$

GAME (1954) hat eine besonders starke Dispersion des optischen Achsenwinkels festgestellt und chemisch 1,75% Fe_2O_3 und 0,33% Cr_2O_3 . Die Dichte ist etwa 3,364 g/cm^3 .

GAME stellt den Zoisit zum β -Zoisit, weil er weniger als 5% Fe besitzt und der Achsenwinkel dem von Fe-freiem Zoisit entspricht. Das Achsenverhältnis gibt er mit $a:b:c = 0,625:1:0,344$ an.

MEIXNER (1960) erwähnt, daß die von ihm gefundenen Werte gut mit denen von GAME (1954) übereinstimmten und gibt zusätzlich einen ausgeprägten Pleochroismus des grünen Zoisit an, den er auf den Cr_2O_3 -Gehalt zurückführt. Er plädiert dafür, den Zoisit dieses Longido-Vorkommens auf Grund der gefundenen Werte – z. B. Lage der Achsebenen und Dispersion $r < v$ – unter Benutzung der TRÖGERSchen Tabellen zum β -Zoisit (P. TERMIER 1898) = Pseudozoisit (TRÖGER 1956) zu stellen. Dabei glaubt er, die Zoisitliteratur in der Weise auslegen zu können, daß 5% Fe_2O_3 das Maximum ist, was zur Pseudozoisitoptik führt (s. hierzu STRUNZ, 1969).

Neben dem Zoisit ist Hornblende als essentieller Bestandteil vertreten. Sie ist dunkel und nach WINCHELL ein schwach pleochroitisches Glied der Tremolit-Edenit-Reihe

$$n\beta = 1,648 \quad n\gamma - n\alpha = 0,021 \quad n\gamma:z = 21^\circ \quad 2v\gamma = 82^\circ \quad D = 3,13 \text{ g/cm}^3$$

Die stets vorhandenen Feldspäte sind sehr basisch mit einem An-Gehalt von im Durchschnitt 75–85% = Bytownit selten 95–100%, also fast reiner Anorthit.

Sehr selten ist farbloser Glimmer vorhanden, stets Korund, und zwar meist in Form von schönem rotem Rubin.

Während GAME (1953) und MEIXNER (1960) Rubine bis maximal 3 cm Durchmesser angeben, hat Verf. (1963) sie bis 26 cm beschrieben und inzwischen noch größere gesehen. Meist sind sie mit hexagonalem idioblastischem Umriß und ziemlich stark mechanisch beansprucht. Daher kann man das ganze Gestein für Ornamentzwecke, die Rubine allein i. a. nur für Cabochons oder für sehr kleine fazettierte Steine verwenden. Häufig erscheinen makroskopisch die Zoisite und Amphibole um die Korunde herum eingeregelt (Abb. 3).

Auffällig ist die ausgeprägte Absonderung, ein sehr deutliches Zonarwachstum (Abb. 4) und eine Menge von Einschlüssen.

Als solche sind besonders kammartige Risse und Rutilnadeln zu erwähnen.

$$n\varepsilon = 1,764 \quad n\omega = 1,772 \quad n\varepsilon - n\omega = 0,008 \quad D = 3,99 \text{ g/cm}^3$$

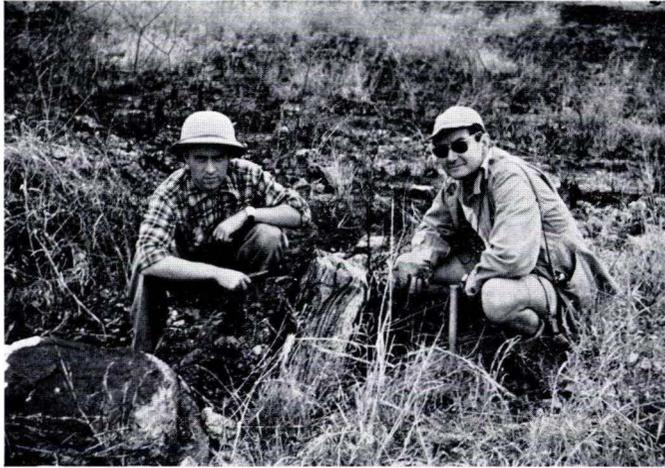
Neben diesen primären Rubinvorkommen tritt auch eine Menge weiterer primärer und sekundärer Vorkommen von Korunden in Tansania auf, die neben der Varietät Rubin auch diverse andere Farbtöne von Korund enthalten. SOLESBURY (1967) hat die Korundpegmatite in NE-Tansania beschrieben, und die davon abgeleiteten sekundären Vorkommen wurden von GÜBELIN (1969), WEBSTER (1970) und dem Verf. erwähnt.

Dabei handelt es sich sowohl um Rubine als auch um Saphire und fantasiefarbige Korunde. Darunter hat Verf. (1970) auch einen orangefarbenen padparadschafarbigem Korund beschrieben, der zudem eine sehr viel höhere Lichtbrechung besitzt:

$$n\varepsilon = 1,766 \quad n\omega = 1,776 \quad n\varepsilon - n\omega = -0,010$$

Die Gitterkonstanten der Korunde von Tansania sind folgende:

$$a_0 = 4,77 \text{ \AA} \\ c_0 = 13,03 \text{ \AA}$$



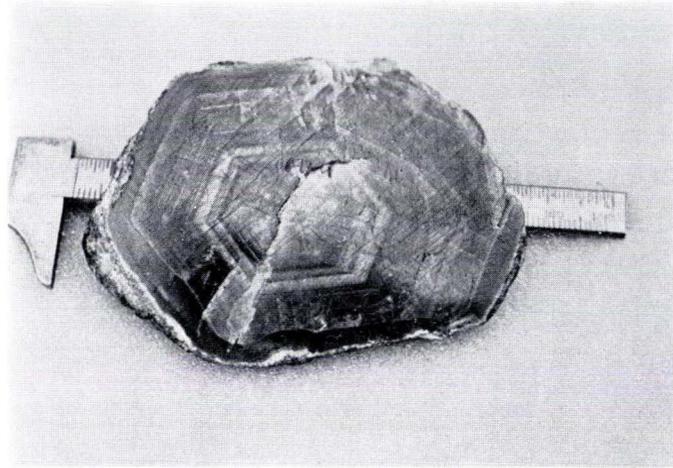
3



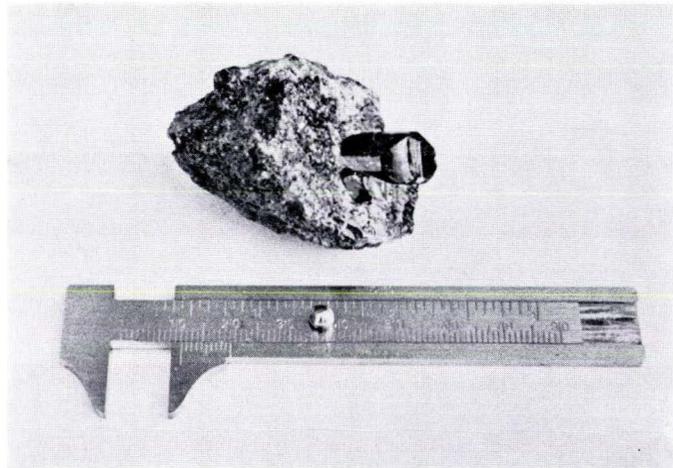
5

Abb. 3. Zoisit-Amphibolit mit Korundporphyroblasten (Amphibolit rings um die Korunde eingeregelt) der Longido-Mine.

Abb. 5. Zoisit-Mine „Ali“ in den Mirarani Hills.



4



6

Abb. 4. Korund-(Varietät Rubin)Kristall mit zonaren Anwachsstreifen.

Abb. 6. Zoisitkristall in einem Gneis der „Ali“-Mine.

Als Vorkommen sind vorwiegend solche im Umbatal in der Provinz Tanga im äußersten NE des Landes in der Nähe von Likamen erwähnt worden.

3.4. Zoisit

Während die farblosen und grünen Zoisite von Longido schon Anfang der 50er Jahre entdeckt wurden, kamen durchsichtige blaue Zoisite in Edelsteinqualität erst 1967 auf den Markt und wurden erstmals vom Verf. zusammen mit BERDESINSKI & NUBER (1967) beschrieben. Anschließend erwähnte sie ANDERSON 1968 und 1969 folgte eine Beschreibung von STRUNZ.

Ergänzungen über das Vorkommen und die Variationsbreite wurden vom Verf. 1969 und 1970 publiziert. Zoisit (1805 von A. G. WERNER nach dem Baron von ZOIS benannt) ist chemisch ein



Nach TERMIER gibt es vom Zoisit bekanntlich 2 optische Vertreter

α -Zoisit mit der opt. Achsenebene parallel (100)

und Dispersion der opt. Achsen $r < v$

β -Zoisit mit der opt. Achsenebene parallel (010)

und Dispersion der opt. Achsen $r \ll v$

(beides wie im Klinozoisit)

Ersterer entspricht nach G. H. MYER (1966) chemisch einem Zoisit mit Fe III-Gehalt, letzterer (entgegen der vorherigen Ansicht) einem reinen Fe-freien Zoisit.

MYER möchte die α - und β -Bezeichnungen abschaffen und an Stelle davon für den β -Zoisit die Bezeichnung Normal-Zoisit oder (010)-Zoisit anwenden, für den

α -Zoisit die Bezeichnung (100)-Zoisit gebrauchen, da

u. U. auch andere Elemente als Fe eine Änderung der Lage und Dispersion der opt. Achse gegenüber dem Normal-Zoisit bewirken können.

Der blaue Zoisit enthält kein nach der klassischen Methode nachweisbares Fe, seine optische Achsenebene ist (010), die Dispersion $r < v$. Daher wurde er schon vom Verf. und Mitarb. (1967) als β -Zoisit im Sinne von TERMIER (1898) ausgegeben, nach dem Vorschlage von MYER müßte man ihn als Zoisit (= Normal-Zoisit = (010)-Zoisit) bezeichnen.

Als Lichtbrechungsindizes wurden gemessen

$$n\alpha = 1,691 \quad n\beta = 1,693 \quad n\gamma = 1,700 \quad n\gamma - n\alpha = 0,009$$

die Dichte wurde bestimmt mit

$$D = 3,35 \text{ g/cm}^3$$

die Härte beträgt $6\frac{1}{2}$ nach der Skala von MOHS.

Der Pleochroismus $n\alpha$ = purpur

— rötlich

$n\beta$ = saphirblau

— saphirblau

$n\gamma$ = grünlichbraun

— violett

¹⁾ Als Spurenelemente wurden Fe und Cu neben einem ungewöhnlichen Gehalt an Sr festgestellt und damit Beobachtungen von D. G. AFANASEV (1948) bestätigt.

Die meisten werden in der Farbe durch Erhitzen verändert, häufig erfolgt eine Farbveränderung zwischen Tages- und Kunstlicht, in der Gemmologie als Changieren bezeichnet. Durch weitgehend parallel angeordnete nadelige Einschlüsse tritt auch der Lichteffect des Chatoyierens (Katzenaugeneffect) auf (BANK 1971, in Druck).

Als Gitterkonstanten wurden vom Verf., BERDESINSKI & NUBER ermittelt:

$$\begin{aligned} a_0 &= 16,10 \text{ \AA E} \\ b_0 &= 5,54 \text{ \AA E} \\ c_0 &= 10,03 \text{ \AA E} \end{aligned}$$

Von STRUNZ²⁾ wurden bestimmt (Guinier-Aufnahme mit Al_2O_3 als Eichsubstanz)

$$\begin{aligned} a_0 &= 16,201 \pm 0,004 \text{ \AA E} \\ b_0 &= 5,553 \pm 0,002 \text{ \AA E} \\ c_0 &= 10,041 \pm 0,003 \text{ \AA E} \end{aligned}$$

Als Achsenverhältnis bestimmte er

$$a:b:c = 2,917:1:1,808$$

Vom Verf. wurden 1969 neben den erwähnten auch hellbraune und farblose (z. T. zonar gebaute) Zoisite aus Tansania erwähnt und der Fundpunkt beschrieben: Das Vorkommen wurde am 7. Juli 1967 durch Zufall von einem Schneider namens MANUEL D'SOUZA aus Arusha 60 km südöstlich Arusha, geographisch etwa auf dem 37. Grad östl. Länge und 3. Grad 36–40 Min. südl. Breite, in den Mirarani Hills entdeckt (Abb. 5).

Der Zoisit kommt dort in ca. 5–25 cm mächtigen, pegmatitisch hydrothermalen Gängen oder Kluffüllungen vor, in deren Paragenese neben dem Zoisit (Abb. 6) Quarz, Feldspat, grüner Granat (Grossular) und Diopsid vertreten sind. Die graphitreichen Gesteine, die dem Basement Komplex angehören, stellen oft neben Granitgneisen, Cyanitgranatgneisen und anderen Metamorphiten die Muttergesteine dar.

3.5. Prasopal

Vor wenigen Jahren ist auch in Tansania, und zwar am Hanety-Hügel, ein Vorkommen von Prasopal entdeckt worden, das seine schöne grüne Farbe einem gewissen Nickelgehalt verdankt, der aus verwittertem Serpentin stammt.

3.6. Diopsid

Durchsichtiger schleifwürdiger Diopsid wurde in der Zoisitparagenese der Mirarani Hills von Tansania von OTTEMANN, BERDESINSKI und dem Verf. 1971 mit der Elektronenmikrosonde bestimmt.

²⁾ Hinsichtlich der Aufstellung hat STRUNZ (1935) eine von der üblichen (HINTZE, DANA oder TERMIER) abweichende gewählt, indem er Zoisit als durch eine Art innerer Verzwilligung sich aus Klinozoisit bzw. Epidot nach der Fläche (100) entstanden dachte. Seine Auffassung wurde durch Strukturbestimmungen von ITO und Mitarbeitern (1950, 1954) sowie BELOV und Mitarbeitern (1953, 1954, 1955) bestätigt. Zwillingsselement ist eine Gleitpiegelebene nach (100) mit der Gleitkomponente $\frac{b_0 + c_0}{2}$.

DIOPSID (Name 1800 von D'ANDRADA) ist



Der aus Tansania stammende gelbgrünliche Diopsid besitzt die Brechungsindizes

$$\begin{aligned} n\alpha &= 1,670 \\ n\beta &= 1,673 \\ n\gamma &= 1,698 \\ n\gamma - n\alpha &= 0,028 \\ D &= 3,25 \text{ g/cm}^3 \end{aligned}$$

3.7. Cr-Turmalin

Aus Tansania kommen auch Turmaline, und unter diesen vor allem eine smaragdgrüne Varietät, die vom Verf. zusammen mit BERDESINSKI 1967 beschrieben wurde.

Die Lichtbrechung ist $n\varepsilon = 1,620$ $n\omega = 1,638$ $n\varepsilon - n\omega = 0,018$
die Dichte $D = 3,03 \text{ g/cm}^3$.

Die Gitterkonstanten sind (mit Röntgendiffraktometer-Aufnahme)

$$\begin{aligned} a_0 &= 15,944 \text{ \AA} \pm 0,002 \text{ \AA} \\ c_0 &= 7,209 \text{ \AA} \text{ und damit} \\ c_0 : a_0 &= 0,4521, \text{ also} \end{aligned}$$

nahe bei Dravit.

Röntgenfluoreszenzspektroskopisch wurde Ca-Gehalt neben Al, Si, Mg, sowie Ti, Sr, Zr, Fe, K und Cr festgestellt. Von WEBSTER war V-Gehalt in ähnlichen Turmalinen aus Tansania bestimmt worden. Als Fundpunkt werden die Lelatema Hills in Tansania angegeben.

Außer den beschriebenen sind Olivin, Enstatit, Zirkon, Chrysopras und andere Mineralarten in schleifwürdiger Form in Tansania beobachtet worden.

4. Zusammenfassung

Zusammenfassend ergibt sich, daß in dem vor dem 2. Weltkrieg an Edelsteinen relativ arm erscheinenden Tansania inzwischen eine ganze Reihe von Mineralarten oder Varietäten von Mineralarten in schleifwürdiger Form entdeckt worden sind.

Von diesen werden Diamant, Granat (Grossular, Pyrop, Almandin, „Rhodolith“, Hessonit, Cr-Grossular, Spessartin), Korund (Rubin, Saphir, Padparadscha und andere Phantasiefarben), Zoisit, Prasopal, Diopsid, Cr-Turmalin angeführt und soweit möglich ihre Vorkommen und ihre mineralogischen Daten (Lichtbrechung, Doppelbrechung, optischer Charakter, Pleochroismus, Achsenwinkel, Dichte, Härte, Spaltbarkeit, Gitterkonstanten, Spurenelemente, Einschlüsse etc.) beschrieben.

Schriftenverzeichnis

- AFANASEV, G. D.: Über den Strontiumgehalt in pegmatitischen und hydrothermalen Mineralien in kaledonischen Intrusionen des westlichen Kaukasus. — Dok. Akad. Nauk. USSR, **62**, S. 677—679, 1948.
ANDERSON, B. W.: Blue Zoisite, a New Gem Variety. — J. Gemmology, **11**, S. 1—3, Jan. 1968.

- BANK, H.: Entstehung und Entwicklung der Edelsteinindustrie in Idar-Oberstein und ihre heutigen Rohstoffquellen. — Jb. Freunde Universität Mainz, Mainz 1959.
- Zoisitamphibolit mit Rubin aus Tanganjika (Ostafrika). — Z. dt. gemmol. Ges., H. 44, S. 4—11, 4 Abb., Idar-Oberstein 1963.
- BERDESINSKI, W. & NUBER, B.: Strontiumhaltiger trichroitischer Zoisit. — Z. dt. gemmol. Ges., H. 61, S. 27—29, Idar-Oberstein 1967.
- Tansanit — Neue Varietätsbezeichnung für strontiumhaltigen trichroitischen Zoisit. — Gold & Silber, 11, S. 66, Stuttgart 1968.
- Hellbraune bis farblose durchsichtige Zoisite aus Tansania. — Z. dt. gemmol. Ges., 18, 2, S. 61—65, 1969.
- & NUBER, B.: Rosarote Granate aus Tansania. — Z. dt. gemmol. Ges., 18, S. 69—72, Idar-Oberstein 1969.
- Die Mineralart Zoisit und ihre Verwendung als Edelstein. — Heimatkal. Landkr. Birkenfeld 1971, S. 74—79, Weißenthurm 1970.
- Hochlichtbrechender orangefarbiger Korund aus Tansania. — Z. dt. gemmol. Ges., 19, S. 1—3, Weißenthurm 1970.
- & BERDESINSKI, W.: Smaragdgrüner durchsichtiger Granat von Edelsteinqualität. — Gold & Silber, H. 1, S. 70, 1970.
- Edelsteinvorkommen in Afrika. — Afrika-Spektrum, 2/1970, S. 96—110 und 124—127, 2 Tab., 3 Kt., Pfaffenhofen 1971.
- Aus der Welt der Edelsteine. 191 S., 64 Taf., Innsbruck 1971.
- BERDESINSKI, W. & OTTEMANN, J.: Die Elektronenmikrosonde und ihre Anwendung in der Gemmologie (Diopsid aus Tansania). — Z. dt. gemmol. Ges., 20, 1, S. 6—13 1971.
- Transparenter weiß-farbloser Grossular aus Tansania. — Z. dt. gemmol. Ges., 20, 1, S. 22—25, Weißenthurm 1971.
- Zoisit-Katzenaugen aus Tansania. — Z. dt. gemmol. Ges., 21, 4, 1971. (Im Druck).
- BAUER, M.: Edelsteinkunde. Neu bearbeitet von SCHLOSSMACHER. 3. Aufl., 871 S., 465 Abb., 68 Taf., Leipzig 1932.
- BELOV, N. V. & RUMANOVA, I.: Dok. Akad. Nauk. USSR, 89, S. 853, 1953.
- BORNHARDT: Z. Krist., 36, S. 420, 1902.
- CHUDOBA-GÜBELIN: Handbuch der Edelsteinkunde. 2. Aufl., Bonn 1966.
- DAWSON, J. B.: The structural setting of African kimberlite magmatism. — In: CLIFFORD, T. N. & GASS, I. G. Edit. African Magmatism and Tectonics, S. 321—335, Edinburgh 1970.
- EDWARDS, G. B. & HOWKINS, J. B.: Kimberlites in Tanganyika with special reference to the Mwadui occurrence. — Econ. Geol., 61, S. 537—554, Blacksburg 1966.
- EPPLER, W. FR.: Die Lagerstätten der Edelsteine und Schmucksteine mit Ausnahme des Diamanten, S. 217—538. In STUTZER, O.: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-erze“, 6, Berlin 1935.
- ERNST: Glückauf, 45, II, S. 1342, 1909.
- GAGEL: Glückauf, 45, II, S. 1032, 1909.
- GAME, P. M.: Zoisite-amphibolite with Corundum from Tanganyika. — Min. Mag., 30, p. 458—466., London 1954.
- GIA: Diamond Dictionary, Los Angeles 1960.
- GÜBELIN, E.: Edelsteine. 2. Aufl., Zürich 1969.
- HIDDEN & PRATT: Am. J. Sc., 5, S. 294, 1898.
- ITO, T., MOROMOTO, N. & SADANAGA, R.: Acta Cryst., 7, S. 53, 1954.
- KLOCKMANN: Lehrbuch der Mineralogie. Neu herausgegeben von P. RAMDOHR und H. STRUNZ. 15. Aufl., 582 Abb., Stuttgart 1967.
- KRENKEL, E.: Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2. Aufl., 158 Abb., 597 S., Leipzig 1957.
- MEIXNER, H.: Ein Rubin-führender Amphibolit aus dem ehemaligen Deutsch-Ostafrika. Aufschluß, 11, S. 4—10, Göttingen 1960.
- MENZER, G.: Z. Krist., 69, S. 300, 1928.
- MYER, G. M.: New Data on Zoisite and Epidote. Am. J. Sc. 264, S. 364—385, 1966.

- NUBER, B., BANK, H. & BERDESINSKI, W.: Über einen klaren gelbgrünen Granat. — Z. dt. gemmol. Ges., **61**, S. 103—105, Idar-Oberstein 1967.
- RÖSCH, S.: Die Farben des blauen Zoisits von Tansania, des „Tansanits“. — Z. dt. gemmol. Ges., **19**, H. 3/4, S. 103—115, 8 Abb., Weißenthurm 1970.
- SCHLOSSMACHER, K.: Edelsteine und Perlen. 5. Aufl., 386 S., 115 Abb., Stuttgart 1969.
- SOLESBURY, F. W.: Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. — Econ. Geol., **62**, 7 Nov., p. 983—991, Blacksburg 1967.
- STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. 5. Aufl., 101 Fig., Leipzig 1970.
— Der blaue Zoisit von Tansania. — Aufschluß, **20**, H. 3, S. 57—63, 6 Abb., 4 Tab., Göttingen 1969.
- TEALE, E. O.: Tanganyika Territory. — The Mining Magazine, S. 75, 1928.
- THIND, M. S.: Geochemical study of Kimberlites from Tanzania. — Ann. Rep. sci. res, **11**, Juni, p. 47—48, Leeds 1967.
- TOIT, DU G. H.: The Williamson Diamond Mine. London 1960.
- TORNAU: Glückauf, S. 1029, 1909.
— Z. dt. geol. Ges., M.-Ber., **59**, 3, S. 60—75, 1907.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 2. Aufl., Stuttgart 1956.
- WEBSTER, R.: Gems, Their Sources, Descriptions and Identification. 2nd Ed., London 1970.
- WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. 4th ed., Part II, London 1951.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 216–222	2 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Das Neogen von Malakassa-Oropos in Attika (Griechenland)

Von

GEORG BOURTZIKOS, Athen*

Mit 2 Abbildungen

Etwa 40 km nördlich von Athen liegt zwischen dem Parnisvorgebirge im Süden und dem Golf von Euböa im Norden das Neogen-Gebiet von Malakassa-Oropos (Abb. 1).

Am Aufbau des Gebietes beteiligen sich folgende stratigraphische Einheiten (Abb. 2): Holozän, (?) Pleistozän, Neogen, Präneogen.

I. Präneogen

Das Präneogen ist als basales Stockwerk am Süd- und Westrand des Arbeitsgebietes anzutreffen und setzt sich aus Jungpaläozoikum und Mesozoikum zusammen.

Seinen jungpaläozoischen Anteil bilden Ob.-Karbon und Perm mit einem basalen Konglomerat und darüberliegenden Schiefen, grauwackenartigen Sandsteinen und Kalken. Aus entsprechenden Sedimenten außerhalb des Arbeitsgebietes wurden von RENZ Fossilien beschrieben. Besonders in den Kalken kommen dort permische Kalkalgen, Foraminiferen, Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Ammoniten und Crinoiden vor.

Das Mesozoikum ist durch Trias, Jura und Kreide vertreten. Zur Unt. Trias gehören rötliche Kalke mit Brachiopoden: *Lingula tenuissima* BRONN, Lamellibranchiaten: *Gervilleia* sp., *Myophoria praeorbicularis* BITTNER, *Pecten* cf. *discites* SCHLOTH., *Pseudomonotis inaequicostata* BENECKE und Gastropoden: *Holopella gracilior* SCHAUR.

Graue Kalke mit Diploporen und Gyroporellen bauen die folgende Mittl. Trias auf. Jura wird nur durch isolierte Vorkommen von Serpentin vertreten.

Kretazische Ablagerungen lassen eine untere Partie mit grauen, ± plattigen, teilweise mergeligen Kalken von einer oberen, Rudisten führenden mächtigeren Serie mit meist dunkelbraunen, oft dickbankigen Kalken unterscheiden.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. G. BOURTZIKOS, Iannou Mega Str. 6, Abelokipi/Gerokomion, 606 Athen, Griechenland.

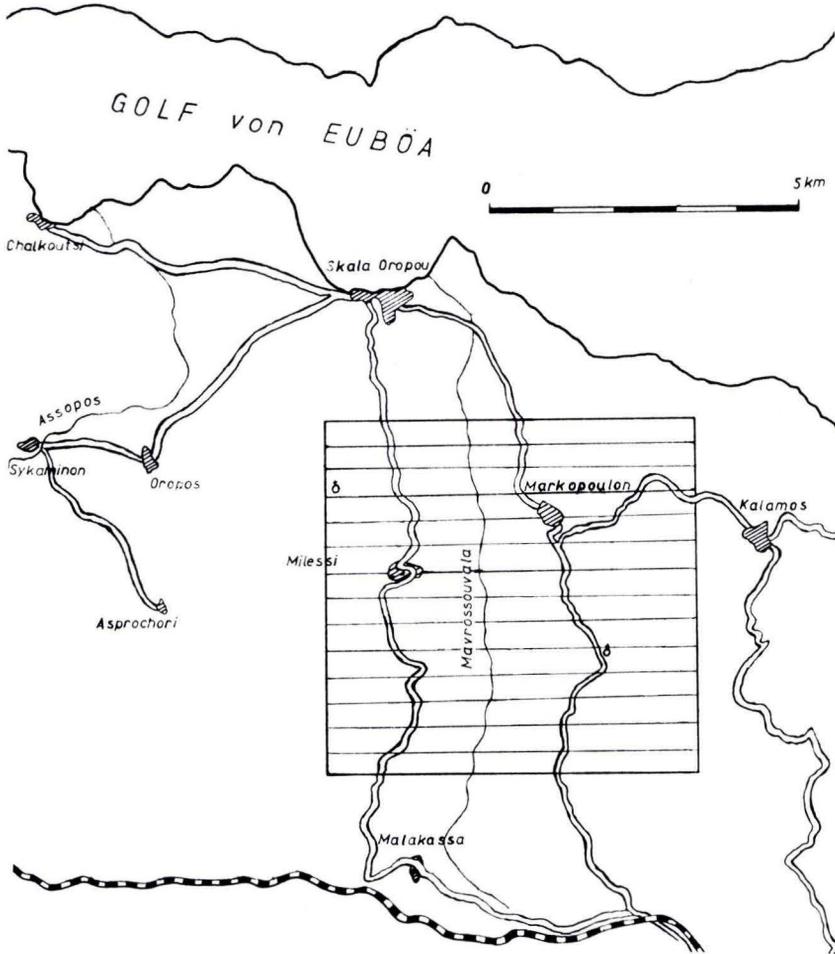


Abb. 1. Übersichtskarte des Neogen-Gebietes von Malakassa-Oropos. Schraffiert: Arbeitsgebiet.

2. Neogen

Diskordant über dem Präneogen lagert ein Schichtverband bestehend aus Kalken, Mergeln und Tonen mit Braunkohlen. Es besteht allgemein Übereinstimmung, daß es sich um neogene Gesteinsfolgen handelt und ein paläogener Anteil in ihnen nicht erhalten ist.

Insgesamt besitzt die Schichtfolge des Neogens eine Mächtigkeit von über 350 m. Die Sedimente weisen durch ihre petrographische Ausbildung und die darin eingeschlossene Fauna ausgesprochen limnischen Charakter auf. Es läßt sich vom Hangenden zum Liegenden folgende Gliederung erkennen (s. Abb. 2):

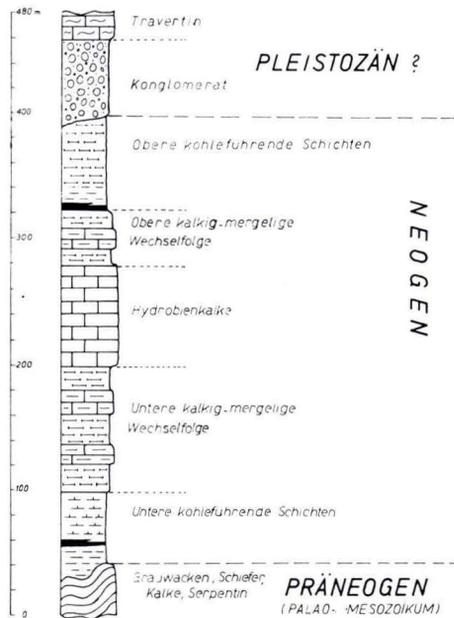


Abb. 2. Gesamte Schichtfolge im Arbeitsgebiet Malakassa-Oropos. Die Mächtigkeit der Oberen kalkig-mergeligen Wechselfolge kann auf über 80 m (vgl. S. 220) ansteigen.

Neogen:

- Obere kohleführende Schichten
- Obere kalkig-mergelige Wechselfolge
- Hydrobienkalke
- Untere kalkig-mergelige Wechselfolge
- Untere kohleführende Schichten

Untere kohleführende Schichten

Diese Abfolge besteht im unteren Teil aus einer wenige Meter mächtigen Ton- bis Tonmergelschicht, auf welcher ein bis zu 6 m mächtiges Kohlenflöz lagert. Auf der Dachfläche des Flözes treten schlecht erhaltene Limnaeen, Planorben und Neritinen auf. Den oberen Teil dieser Serie bildet eine ca. 50 m mächtige graue Mergelschicht. Darin findet man Pflanzenabdrücke, Fischreste, ferner Ostrakoden und Planorben.

Aus diesen Schichten lagen noch folgende Gastropoden vor, die mir freundlicherweise Herr Dr. STREIF (Hannover) bestimmte:

- Theodoxus micans* GAUDRY & FISCHER 1867
- Valvata euomphalus* FUCHS 1877
- Bithynia* sp.

Untere kalkig-mergelige Wechselfolge

Es handelt sich um eine bis zu 100 m mächtige Wechsellagerung von Mergeln und mergeligen Kalken. Am E-Rand des Untersuchungsgebietes werden diese durch eine sandig-konglomeratische Fazies verdrängt.

Folgende Fossilien konnten aus diesen Schichten geborgen werden:

Charophyten-Oogonien

Planorbis cf. *cornu* BRONGNIART 1810

Limnaeus subpalustris THOMAE 1845

Limnaeus cf. *pachygaster* THOMAE 1845

Litorinella cf. *dalmatina* NEUMAYR 1869

Viviparus sp.

Neritina sp.

Unio sp.

Ostrakoden

Auffällig in den mergeligen Kalken ist das Auftreten von oolithischen Bänken, die auf der W-Seite des Mavrosouvala-Tales an zwei verschiedenen Stellen in linsenförmigen Vorkommen aufgeschlossen sind. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt 27 bzw. 72 cm. Sie sind aus Pseudo-Ooiden, durch ein dichtes, kalkiges Zwischenmittel verbunden, aufgebaut.

In der untersten Partie dieser Abfolge kommen am W-Rand des Mavrosouvala-Tales Tuffe vor.

Makroskopisch lassen sich folgende Feststellungen treffen:

In den Kalkmergeln treten mehrere, teilweise cm-, teilweise nur wenige mm starke Lagen von sandsteinartigem, auf Schichtflächen glimmerreichem, graubraunem Material auf.

Im Dünnschliff zeigt sich folgendes mikroskopisches Bild:

Die Quarzkomponenten sind durchweg eckig; ferner finden sich neben dem bereits erwähnten Glimmer (Biotit) noch Plagioklas und Kalifeldspat. Insgesamt weist die Textur ein für Tuffe typisches Bild auf, wie mir freundlicherweise Herr Dipl. Geol. Dr. K. STAFF (Mainz) mitteilte.

Zu den Bildungsbedingungen ist anzumerken, daß eine Entscheidung, ob ein Tuff oder Tuffit vorliegt, beim derzeitigen Stand der Untersuchung noch nicht getroffen werden kann.

Der Wechsel zwischen Lagen dieses vulkanischen Materials mit Kalkmergeln spricht für eine Ablagerung im Wasser. Jedoch konnten noch nicht die sonst bei Tuffiten üblichen Beimengungen von Sedimenten festgestellt werden. Das Alter der Tuffe ergibt sich aus ihrer Einschaltung in pliozänen (s. S. 221) Sedimenten.

Hydrobienkalke

Diese Abfolge besteht aus dichten, teils plattigen, teils bankigen Kalken, die eine Mächtigkeit von 80 m erreichen kann. Die häufigsten Fossilien, die man hier findet, sind Hydrobien, Planorben, Limnaeen und Ostrakoden.

Obere kalkig-mergelige Wechselfolge

Die Hydrobienkalke werden im Hangenden von einer über 80 m mächtigen kalkig-mergeligen Wechselfolge überlagert. Diese Sedimente haben folgende Fauna geliefert:

Litorinella cf. *dalmatina* NEUMAYR 1869
Planorbis cf. *cornu* BRONGNIART 1810
 Limnaeen
 Ostrakoden

Obere kohleführende Schichten

Es handelt sich um eine bis zu 80 m mächtige kohleführende Ton-Mergelserie, wobei ein Flöz an ihrer Basis entwickelt ist. Die Mächtigkeit der Kohle beträgt durchschnittlich etwa 2 m.

Das Flöz wird von 5—7 m mächtigen, grauen Tönen überlagert, die zum Hangenden hin in tonige Mergel und weiter in kalkige Mergel übergehen. Die Mächtigkeit dieser Mergelfolge beträgt ca. 70 m.

In den tonigen Mergeln bei Milessi wurde eine reiche Fauna gefunden. Sie besteht aus:

Melanopsis anceps GAUDRY & FISCHER 1867
Melanopsis (Canthidomus) cf. *freybergi* KUEHN 1951
Melanopsis (Canthidomus) astrapaea BRUSINA 1876
Melanopsis orientalis BUKOWSKI 1893
Fossarulus tricarinatus BRUSINA 1902
Viviparus sp.
Valvata sp.
Unio sp.
 Krebsreste
 Fischreste (Schlundzähne, Otolithen)
 Kleinsäugerreste (Muriden-Zähne)

Außerdem sind drei kleine weitere Gastropoden-Genera zum ersten Mal aus dem griechischen Neogen bekanntzumachen:

Ancylus sp.
Limax sp.
Orygoceras cf. *dentaliforme* BRUSINA 1882

Ferner sind Charophyten-Oogonien zu erwähnen.

Altersstellung

Die stratigraphische Stellung der neogenen Ablagerungen von Malakassa-Oropos war bisher umstritten.

FUCHS (1877), der sich mit diesem Problem beschäftigte, spricht nur allgemein von jungtertiären Bildungen.

LINDERMAYER schlug dann (laut VOREADIS 1952) eine Zweiteilung der Schichten vor: er unterscheidet eine untere (Untere kohleführende Schichten — Hydrobienkalke) zum Miozän gehörende Schichtenfolge und eine obere (Obere kalkig-mergelige

Wechselfolge — Obere kohleführende Schichten) aus pliozänen Sedimenten bestehende Gesteinsserie. Dagegen stellte VOREADIS (1952) die gesamten neogenen Ablagerungen ins Pliozän; eine nähere Begründung für diese Einstufung gab er jedoch nicht.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Untersuchungen konnte für die neogenen Schichten, vor allem auf Grund der Fauna, mit Sicherheit pliozänes Alter bestätigt werden.

Dies ergibt sich aus den folgenden paläontologischen Befunden:

- a) Die Gastropoden-Arten lassen im Vergleich mit denen der Nachbargebiete auf pliozänes Alter schließen, insbesondere, da auch *Theodoxus micans* und *Valvata euomphalus* vorliegen, die nach der Bestimmung von Herrn Dr. STREIF (Hannover) vermutlich in das (untere) Pliozän zu stellen sein dürften.
- b) Unter den Wirbeltierresten sind es die Muridenzähne, welche die Fundschichten frühestens dem Pliozän zuweisen.
- c) Eine weitere Bestätigung des pliozänen Alters ergibt sich schließlich aus den Befunden der Pollenanalysen, welche Herr Dr. BENDA (Hannover) durchführte. Ihr Spektrum kann allgemein dem Pliozän zugeordnet werden.

Da nun einerseits die Muridenzähne keine Einreihung der Fundschichten in das Obermiozän gestatten, andererseits aber einige der Schnecken (wie *Orygoceras* cf. *dentaliforme* und *Litorinella* cf. *dalmatina*) gegen Oberpliozän sprechen, sind die neogenen Ablagerungen wahrscheinlich unterpliozänen Alters.

3. Pleistozän (?)

Diskordant überdeckt wird das Neogen im gesamten N-Teil des untersuchten Gebietes durch möglicherweise pleistozäne fluviatile Konglomerate, in deren Top lokal geringmächtige Travertine ausgebildet sind.

Die Gerölle sind gut- bis kantengerundet. Unter den Bestandteilen überwiegen Milchquarz, graue bis hellgraue Kalke, Marmor, neogene Kalke und Mergel. Die Zusammensetzung des Konglomerats spricht für Schüttung aus dem unmittelbar benachbarten Gebiet.

Der Travertin ist im frischen Zustand grau bis graubräunlich gefärbt, außerordentlich dicht, überwiegend in dicken Bänken abgesondert.

Infolge der Umkristallisierung sind die organischen Strukturen im Travertin oft verwischt und von anorganischen Strukturen nicht zu unterscheiden. Es wurden nur Pflanzenreste (Stengel) und wenige Steinkerne von Süßwasser-Schnecken beobachtet, die sekundär mit Kalzit verfüllt sind.

Die Altersbestimmung dieser Schichtfolge anhand von Fauna und Flora ist nicht möglich. Sie könnte unter Umständen teilweise noch zum Neogen gehören. Dafür, daß es sich wahrscheinlich um Pleistozän handelt, spricht die Diskordanz zu ihrem Liegenden und die Beteiligung neogener Komponenten (Mergel, mergel. Kalke) in ihren Konglomeraten.

Holozänen Alters dürften die Schuttbildungen, Bachablagerungen und die Terra rossa sein.

4. Tektonik

Die jungtertiären Sedimente des Untersuchungsgebietes lagern diskordant über dem Präneogen und sind von einer starken Bruchtektonik betroffen worden. Faltungserscheinungen konnten im Neogen nicht festgestellt werden. Diese Schichten streichen generell E–W bis NE–SW und fallen mit 15–25° (selten steiler) nach N bis NW ein. Dabei ergeben sich in dem insgesamt tektonisch stark zerstückelten Gebiet lokal größere Abweichungen von diesen Werten.

Die im Bereich des Jungtertiärs auftretenden Störungen sind zwei sich kreuzenden Verwerfungsrichtungen (NW–SE und NE–SW) zuzuordnen.

Die Mehrzahl dieser Störungen gehört zu dem NW–SE streichenden System. In wesentlich geringerem Umfang treten die NE–SW verlaufenden Verwerfungen auf.

Die im Senkungsgebiet von Malakassa-Oropos abgelagerten Sedimente wurden nach VOREADIS (1952) in der wallachischen und pasadenischen Phase im Pliozän bzw. im Pleistozän angehoben. Nach der pasadenischen Orogenese setzten im Jungpleistozän weitere Vertikalbewegungen ein; dadurch wurden die Neogensedimente sowie Schotter und Travertin des Pleistozäns von den Verwerfungen betroffen und in Bruchschollen zerlegt.

Auch der Einbruch des Kanals von Euböa verdankt seine Entstehung diesen Bewegungen (VOREADIS 1952).

Schriftenverzeichnis

- BRUSINA, S.: *Orygoceras*, eine Gastropodengattung der Melanopsiden-Mergel Dalmaniens. — Beitr. Geol. Österr., Ungarns & Orients., **2**, S. 33–46, Taf. 11, Wien 1882.
- FREYBERG, B. VON: Das Neogen-Gebiet nordwestlich Athen. — Ann. geol. Pays hellèn., **3**, S. 65–84, 3 Abb., Taf. 5, Athen 1951.
- FUCHS, TH.: Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. — Denkschr. Akad. Wiss. math. naturwiss. Cl., **37**, 2 Abt., S. 1–42, 32 Abb., 5 Taf., Wien 1877.
- KÜHN, O.: Süßwassermiozän vom bosnischen Typus in Griechenland. — Ann. geol. Pays hellèn., **3**, S. 185–191, 1 Abb., Taf. 17, Athen 1951.
- Das Süßwassermiozän von Attika. — Prakt. Akad. Athen, **38**, S. 370–400, 2 Abb., 4 Taf., Athen 1963.
- LEPSIUS, R.: Geologie von Attika. 196 S., 29 Prof., 8 Taf., Berlin 1893.
- OPPENHEIM, P.: Beiträge zur Kenntnis des Neogen in Griechenland. — Z. deutsch. geol. Ges., **43**, S. 421–487, Abb., Taf. 26–28, Berlin 1891.
- PAPP, A. & PSARIANOS, P.: Über einige Süßwassergastropoden aus pliozänen Ablagerungen Griechenlands. — Ann. geol. Pays hellèn., **6**, S. 145–150, Taf. 23, Athen 1955.
- RENZ, C.: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. 637 S., 4 Abb., 11 Taf., Athen (Inst. Geol. subsurface Research) 1955.
- VOREADIS, G.: The Tertiary Lignite Basin of Malakassa-Oropos. — Geol. geophys. Surveys, **2**, S. 141–180, 3 Kt., Athen 1952.
- WENZ, W.: Gastropoda, T. 1. — Handb. Paläozool., **6**, 1639 S., 4211 Abb., Berlin-Zehlendorf 1938–1944.

Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland

Von

HORST FALKE, Mainz*

Mit 4 Tafeln

Inhalt

A. Einleitung	224
B. Zur Paläogeographie des Unterrotliegenden	226
C. Zur Paläogeographie des Oberrotliegenden	228
D. Die Paläogeographie des Oberperm	231
E. Zusammenfassung	232
Schriftenverzeichnis	233

Kurzfassung: Ausgehend von den Verhältnissen am Ende des Ober-Karbon wird die Paläogeographie des Unterrotliegenden dargestellt. Sie zeichnet sich dadurch aus, daß gegenüber der Karbonzeit neue Ablagerungsräume hinzukommen. Sie werden mit den Abtragungsprodukten aus den die jeweiligen Becken umgebenden Schwellen wie aus jenen eines in den Becken auftretenden Vulkanismus gefüllt. Diese buntgefärbten Sedimente weisen auf einen fluviatilen bis limnischen Absatz unter einem wechselfeuchten bis semiariden Klima hin. Demgegenüber ist die Paläogeographie des Rotliegenden bis zum Einsatz des Buntsandsteines durch wesentlich andere Merkmale gekennzeichnet. Die Ablagerungsräume nehmen an Ausdehnung zu. Die meist groben Basissedimente des Oberrotliegenden deuten auf eine erneute Reliefbewegung infolge tektonischer Bewegungen hin, die gleichzeitig mit örtlichen Diskordanzen und auch mit einem auslaufenden Vulkanismus in Verbindung stehen. Die folgenden feinkörnigen Sedimente weisen auf eine Erniedrigung des Reliefs durch seine Abtragung und Auffüllung der Becken wie auf eine zunehmende Aridität des Klimas hin.

Abstract: Starting from the conditions at the end of Upper Carboniferous time, the paleogeographic development of the Lower Rotliegend is demonstrated. Compared with the time of Carboniferous new areas of deposition are significant. They are filled by denudation products from the uplifts surrounding each basin, and the products of volcanism occurring within the basins. These variegated sediments indicate a fluviatile to limnic deposition under an alternating humid to semi-arid climate. The paleogeography of the Rotliegend before the beginning of the Buntersandstone is marked by quite different features. The extension of the deposition areas increases. The mainly coarse basal sediments of the Upper Rotliegend indicate a reactivation of the relief caused by tectonic

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. FALKE, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

movements. These tectonic movements are associated with local unconformities and ending volcanism. The succeeding fine-grained sediments point to a flattening of the relief, a result of it being denudated, of the basins being filled, and of the climate becoming more and more arid.

A. Einleitung

Das Rotliegende Süddeutschlands gehört zu der sog. Rotliegend-Zentralprovinz. Sie erstreckt sich von Frankreich über Mitteldeutschland-Böhmen bis nach Polen (FAKE 1971). In diesem Raum nehmen die kontinentalen Ablagerungen des Perms eine stratigraphisch unterschiedliche Stellung ein.

So umfassen sie eine Abteilung, soweit sie von oberstem Karbon bzw. älteren Schichten kon- bzw. diskordant unter- und von marinem Zechstein gleichförmig überlagert werden. Jedoch ist in diesem Fall die Grenzziehung zum Liegenden wie zum Hangenden nicht immer und überall eindeutig und auf engstem vertikalen Abstand sichergestellt. Wenn im Liegenden nachweislich höchstes Stefan vorliegt, ist z. B. im Saar-Nahe-Gebiet die Grenzziehung mit Hilfe der Charakterpflanzen des Rotliegenden wie *Callipteris conferta* und *C. naumanni* nicht möglich, da sie hier in den untersten Schichten d. h. in den Remigiusberger wie Altenglaner Schichten in verschiedenen Niveaus auftreten. Deshalb wurde ein diese Schichtabfolge im Liegenden abgrenzendes Konglomerat, das sog. Dirminger Konglomerat, hierzu benutzt. Es hat sich jedoch herausgestellt, daß dieses Konglomerat bzw. seine grobkörnige Vertretung nicht überall in etwa zeitgleich sind, so daß die Differenz in der Festlegung der Grenze innerhalb eines Abstandes von 40–60 m schwanken kann. Aus sporologischen Untersuchungen innerhalb dieses Beckens ergibt sich, daß die Grenze tiefer d. h. in das obere Stefan und hier an das sog. Breitenbacher- oder Grenzkohlenflöz gelegt werden müßte (REIMANN 1971). Hierbei stellt sich die bisher noch nicht eindeutig gelöste Frage, ob dieses Flöz überall das gleiche Flöz ist, ganz abgesehen davon, daß es nicht an allen Stellen des einstmaligen Ablagerungsbeckens vorhanden ist. Soweit das Rotliegende in anderen Becken dis- oder auch konkordant auf älteren Schichten liegt, ist nicht in jedem Fall nachweisbar, ob seine Basissedimente noch zum Oberkarbon oder schon zum Rotliegenden gehören, z. B. im Naab-Trog bei Erbdorf.

Zum Hangenden, d. h. zum Zechstein, würde die Grenze eindeutig fixiert sein, wenn man sie mit dem Kupferschiefer einsetzen lassen würde. Jedoch liegt noch unter ihm das Zechstein, „konglomerat“. Je nach der Beschaffenheit des unterlagernden Rotliegenden und den stattgefundenen Sedimentationsvorgängen besitzt es eine verschiedene fazielle Ausbildung, die nicht immer scharf vom Liegenden getrennt werden kann. Dies ist besonders dort der Fall, wo es stellen- und teilweise durch den Kornberger Sandstein bzw. das Weißliegende oder durch das sog. Grauliegende vertreten wird, da die stratigraphische Stellung dieser Ablagerungen, ob sie schon ausschließlich zum Zechstein oder zum Rotliegenden bzw. in jeweils verschiedenen Anteilen zu beiden Abteilungen gehören, keineswegs überall geklärt ist. Somit schwankt auch diese Grenze in gewissen, wenn auch nicht übermäßig großen Bereichen.

Die Aufgliederung des Rotliegenden in ein Unter- und Ober-Rotliegendes wird weitgehend mit Hilfe der saalischen Diskordanz durchgeführt. Sie ist aber keineswegs überall vorhanden. So stellt sie sich im Saar-Nahe-Gebiet überwiegend in der Randzone

der Rhyolithmassive als Folge einer vermuteten Intrusionstektonik ein. Die bisher an diesen Intrusionen ausgeführten absoluten Altersbestimmungen, die noch nicht abgeschlossen sind, stehen aber zu dem bisher angenommenen Alter dieser Diskordanz im Widerspruch. Ebenfalls kann das erste Einsetzen vulkanischer Erscheinungen nicht zu einer allgemein gültigen Grenzziehung herangezogen werden, da es schon im Unterrotliegenden erfolgt. Eine Abgrenzung zwischen ihm und dem Oberrotliegenden mit Hilfe veränderter Sedimentationsbedingungen als Folge eines Wechsels des Klimas und des durch tektonische Bewegungen kontrollierten Reliefs erscheint noch am günstigsten. Jedoch muß hierbei berücksichtigt werden, daß sich diese Veränderungen nicht abrupt und offenbar lokal bis regional in ihrer Auswirkung sehr unterschiedlich vollziehen.

Aus diesen Hinweisen ist zu entnehmen, daß die Grenzziehung Unter-/Ober-Rotliegenden für einen regionalen Vergleich keineswegs in jeder Beziehung zufriedenstellend ist.

Diese Schwierigkeiten sind aber weitaus größer, ja bisher noch unüberwindlich bei der Lösung der Frage, welcher Anteil des Ober-Rotliegenden dort, wo es nicht von marinen Zechstein, sondern erst von Buntsandstein überlagert wird, noch zum Unter- oder schon zum Ober-Perm gehört. Damit ist der am Anfang dieses Kapitels aufgeworfene Hinweis wieder aufgegriffen, daß das Rotliegende in der Zentralprovinz eine unterschiedliche stratigraphische Stellung einnimmt, denn es ist wohl kaum zu bezweifeln, daß in den Gebieten fehlender mariner Zechsteinüberlagerung die roten Sedimente im Liegenden des Buntsandsteines nicht nur ein Oberrotliegendes im stratigraphischen Sinn, sondern auch, z.T. eine terrestrische Vertretung des marinen Zechsteins und somit eine Fazies darstellen. Wo die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt, ist noch eine völlig offene Frage. Allgemein wird angenommen, daß die Karneol-Dolomit-horizonte am Topp dieser Rotsedimente in verschiedenen Becken Süddeutschlands und die Kreuznacher Schichten mit ihren Dünenablagerungen im Pfälzer Raum wie im Saar-Nahe-Gebiet (Taf. 4) schon dem Zechstein zuzuordnen sind. Jedoch hat man hierfür keinen eindeutigen Beweis.

Damit ist auch die Frage der Grenzziehung zum Buntsandstein angesprochen, zumal es den Anschein hat, als ob die Karneoldolomit- wie Dolomitbildungen und ihre Begleitsedimente in Abhängigkeit von dem noch immer vorhandenen, wenn auch schwachen Relief bis in die Basis des Buntsandsteines aufsteigen würden. Damit ist zum Ausdruck gebracht, daß die Grenze zum Buntsandstein durchaus noch nicht überall eindeutig festliegt. Sie ist dort gegeben, wo bis zum Beweis des Gegenteils eine Diskordanz wie z. B. im Saar-Nahe Raum vorliegt. Hier stellt sich jedoch nicht nur die Frage nach dem Alter des hier vorhandenen Buntsandsteines, sondern auch nach dem Ausmaß der erfolgten Abtragung des „Rotliegenden“. Sie ist auch in anderen Gebieten der Zentralprovinz gegeben. Wenn in diesem Zusammenhang vom Verfasser wiederholt betont wurde, daß im Saar-Nahe-Becken ein vollständiges Profil des Rotliegenden vorliegt, so war diese Angabe stets nur auf den Anteil bezogen, der als stratigraphisch charakterisiertes Rotliegendes = Unterperm ausgewiesen ist. Sein bisher noch als Oberrotliegendes angesehenen Abschnitt soll nach einer mündlich mir gegenüber geäußerten Meinung von VISSHER nicht eine solche Stellung einnehmen können, weil in ihm lokal noch Pflanzen des Unterrotliegenden auftreten. Diese Argumente können

aber keine Gültigkeit besitzen, denn sie haben bisher niemals eine Rolle für eine Aufgliederung in Unter- wie Ober-Rotliegendes gespielt. Hierfür waren stets anorganische Befunde maßgebend. Sie besitzen auch heute noch Gültigkeit, wenn auch nach den obigen Ausführungen mit ihrer Hilfe eine Grenzziehung hier und dort sehr schwierig und problematisch ist.

In diesem Zusammenhang muß auch betont werden, daß einzelne Glieder eines nach Schichten oder Gruppen eingeteilten Rotliegend-Profiles nicht immer uneingeschränkt über ein Becken hinweg korreliert oder ihre Fazien miteinander verglichen werden können. So sind die meist einer Gruppeneinteilung zugrundeliegenden Zyklen nicht überall eindeutig fixierbar. Diese Schwierigkeiten verstehen sich aus den Sedimentationsvorgängen im Bereich eines Süßwasser-Beckens, zumal wenn noch das Material aus verschiedenen Liefergebieten entnommen wird. Wenn Schichtkorrelationen innerhalb ein und desselben Beckes schon auf Schwierigkeiten stoßen können, so darf es nicht überraschen, wenn sie zwischen den einzelnen Becken nur mit den allergrößten Vorbehalten erfolgen können.

Diese zuvor erörterten Tatsachen und Möglichkeiten müssen bei einer Darstellung der Paläogeographie des Rotliegenden Süddeutschlands, in die aus Gründen eines regionalen Zusammenhanges der Thüringer Wald mit seinem nordöstlichen Vorland und die Vogesen miteinbezogen werden, auf jeden Fall berücksichtigt werden.

B. Zur Paläogeographie des Unterrotliegenden

Unter Beachtung der in der Einleitung gegebenen Ausführungen kann man für einen Vergleich im paläogeographischen Sinn das Unterrotliegende aller Becken Süddeutschlands in einen unteren, mächtigeren und einen oberen, geringmächtigeren Abschnitt einteilen.

Der erstgenannte zeigt in seiner Zusammensetzung (z. B. die Kohleflöze) noch Anklänge an die vorausgegangenen Sedimentationsvorgänge des Ober-Karbon. Es wurde in intermontanen Becken abgesetzt, die parallel zu den variskisch entstandenen Strukturen d. h. NE – SW verlaufen (Taf. I). Wo jüngstes Stefan vorhanden ist, folgt konkordant meist noch das Unterrotliegende. Es gibt einige Vorkommen wie z. B. jenes von Stockheim und Erbdorf-Weiden, wo die Altersstellung der Basis-schichten, ob noch Karbon oder schon Unterrotliegendes, bisher nicht geklärt ist.

Sofern Ablagerungen aus beiden Zeitabschnitten vorhanden sind, hat sich meist der Sedimentationsbereich des einzelnen Beckens im Unterrotliegenden verlagert, wie z. B. im Saar-Nahe-Gebiet nach Nordosten. Hierbei kann das Unterrotliegende auf das Grundgebirge übergreifen, wie z. B. im Schwarzwald oder entlang dem Westrand der Böhmisches Masse (CRAMER 1964, S. 60). Nicht nur bei einem solchen Übergreifen, sondern auch bei einem Vorhandensein von Stefan setzt es häufig mit Konglomeraten bzw. grobkörnigen Sedimenten ein. Berücksichtigt man in diesem Grenzbereich noch das Auftreten eines Vulkanismus wie z. B. im Thüringer Wald (DEUBEL 1960), so darf die Vermutung ausgesprochen werden, daß die an der Wende Karbon/Perm eingetretenen Reliefveränderungen wie ihre Folgen mit tektonischen Bewegungen in Zusammenhang stehen. Hierfür spricht auch die Anlage neuer Becken (Schwarzwald, Tafeljuratrog, Westrand Böhmisches Masse) (Taf. I).

Trotz der Befunde in den Bohrungen von Altenstadt nordöstlich Frankfurt (NÖRING 1951, S. 27) und der Bohrung Nentershausen im Richelsdorfer Gebirge (RICHTER-BERNBURG 1941), nach denen die hier angetroffenen Schichten jünger als Unterkarbon und älter als Oberrotliegend sein müssen, und den weiterhin niedergebrachten Bohrungen im Bereich der Rhön wie nördlich und südlich des Main (TRUSHEIM 1965) gewinnt man den Eindruck, daß zumindest in der Frühzeit des Unterrotliegenden keine Verbindung zwischen den Vorkommen in Mitteldeutschland und jenen im Saar-Nahe-Gebiet bestand.

Dies scheint auch auf jene zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen und auf ihre Verbindung zu den Vorkommen am Ostrand der Vindelizischen Schwelle zuzutreffen. Diese Unterrotliegend-Ablagerungen haben sich scheinbar auf den Osten bis Nordosten Süddeutschlands d. h. vom Thüringer Becken über den Thüringer Wald entlang dem Westrand der Böhmisches Masse und auf den Westen d. h. vom Saargebiet über die Vogesen-Schwarzwald bis zum Tafeljuratrog beschränkt. Damit würde der Vindelizische Rücken mit einem möglichen Ausläufer nach Nordwesten noch zu dieser Zeit vorhanden gewesen sein (Taf. 1). Des weiteren sind ihm zuzuordnen die Südschwarzwaldschwelle zwischen Tafeljuratrog und Schramberger Trog wie die Nord-schwarzwaldschwelle zwischen letzterem und dem Baden-Badener-Weiler Trog. Nordwestlich vom zuletzt genannten Becken erstreckte sich die Pfälzer-Odenwald-Spessart Schwelle. Sie muß sich noch weiter nach Nordosten ausgedehnt haben (KATZUNG 1969, Abb. 2), da von ihr aus Material in den südöstlich sich anschließenden Saaletrog geliefert wurde (ANDREAS, ENDERLEIN & MICHAEL 1966, S. 127). Er stand offensichtlich noch nicht mit dem Becken von Baden-Baden in Verbindung. Inwieweit westlich bis südwestlich des Harzes und südlich der Rheinischen Masse noch ein Becken vorhanden war, ist eine offene Frage. Wie schon oben angedeutet, hatte es wohl kaum eine Verbindung zu dem Saar-Nahe-Becken, das im Nordwesten durch die Hunsrück-Taunus-Schwelle als ein der Rheinischen Masse zugehöriges Hoch-Gebiet begrenzt wurde (Taf. 1). Abgesehen von einem Fehlen von Ablagerungen des Unterrotliegenden heben sich diese Schwellen auch durch die grobkörnige Randfazies der jeweiligen Beckenfüllungen ab. Sie ist nicht überall und nicht immer stark ausgeprägt, jedoch ist sie z. B. im Südwesten des Saar-Nahe-Beckens oder am Nordwestrand des Saaletroges zu beobachten. Sie griff im Verlauf dieses Abschnittes des Unterrotliegenden hier und dort auf die Hoch-Gebiete über. Dieser Tatbestand liegt z. B. am Südrand des Hunsrücks vor. Hierbei dürfte in diesem Fall die schon damals wahrscheinlich vorhandene Hunsrücksüdrandstörung nicht unbeteiligt gewesen sein. In anderen Gebieten wie z. B. im Oberpfalz-Naab-Trog dürfte dieses Übergreifen allein durch eine Auffüllung des jeweiligen Beckens hervorgerufen sein.

Die hierfür angelieferten Sedimente, die wie im Saar-Nahe-Gebiet (FALKE 1954, S. 346) oder im Saale-Trog (v. HOYNINGEN-HÜNE 1960) zuweilen von grob- zu feinkörnig eine zyklische Gliederung aufweisen, sind trotz aller Unterschiede in der Zusammensetzung etc. als Folge unterschiedlicher Liefergebiete usw. durch ihnen gemeinsame Züge ausgezeichnet. Hierzu gehören in erster Linie alle jene Merkmale, die für die Existenz von breiteren Flußläufen und Seen sprechen, in deren Bereich noch eine verhältnismäßig reiche Tier- wie Pflanzenwelt lebte. So zeigen die Kalke in den Altengländner Schichten des Saar-Nahe-Gebietes das Vorhandensein eines größeren

Süßwassersees, jene in der Oberen Kuseler und Lebacher Gruppe vielleicht mehr eine Seenplatte an (FALKE 1954). Die manchmal mit ihnen zusammen auftretenden bituminösen Schiefer, die auch im Thüringer Wald (DEUBEL 1960), im Oberpfälzer-Naab-Trog (CRAMER 1964) wie Schwarzwald, Juratrog usw. (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1949) vorhanden sind, weisen in die gleiche Richtung und auf den starken Anfall von organischer Substanz hin. Sie wird gleichzeitig durch die zuweilen reichliche Fossilführung mancher Schichtglieder dieses Profilabschnittes bewiesen. Sie dokumentiert sich am auffälligsten in dem Auftreten von Kohleflözen. Sie sind z. B. ein wichtiges Kennzeichen für die Manebacher Schichten im Thüringer Wald, für das im Südosten hiervon gelegene Stockheimer Becken (STEPHAN 1956, S. 275) oder für die Basisschichten im Schwarzwald und in den Vogesen. Sie treten wiederholt in der Mittleren und Oberen Kuseler Gruppe im Saar-Nahe-Gebiet auf (FALKE 1954, S. 320 ff.). Zu ihnen ist auch die bekannte Brandschieferzone im Oberpfälzer-Naab-Trog zu zählen (CRAMER 1964, S. 59). Es ist jedoch bisher nicht möglich, diese Schichtfolgen miteinander zu korrelieren. Jedoch darf man sie einem größeren Zeitabschnitt innerhalb des Unterrotliegenden und zwar seinem unteren Abschnitt zuteilen. Seine bezeichnendsten Merkmale sagen aus, daß das Klima zu dieser Zeit noch zeitweilig humide Perioden aufzuweisen hatte.

Die gleichzeitig noch vorhandenen Reliefunterschiede im Bereich der einzelnen Becken erlebten gegen Ende des Unterrotliegenden d. h. in seinem zweiten oberen Abschnitt, vielerorts eine Neubelebung. Sie kann sich in dem Wiederauftreten eines Vulkanismus in Verbindung mit tektonischen Bewegungen wie z. B. im Thüringer Wald äußern (LÜTZNER 1961, S. 562) oder durch die besondere Hervorhebung eines Liefergebietes, wie es durch die grobkörnige bis konglomeratische Tholeyer Arkose in der Saar-Nahe-Senke bewiesen wird (Taf. 2), die nur von Südwesten bis Südosten angeliefert worden sein kann. Für eine Reliefverstärkung spricht auch das Wiedereinsetzen von Grobsedimenten z. B. im Naab-Trog. Bedeutsam für diesen Zeitabschnitt ist auch die Tatsache, daß die vorwiegend rotgefärbten Sedimente fossilarm bis fossilfrei sind. Diese Fossilarmut könnte als Beweis dafür angesehen werden, daß durch das oxydierende Milieu, das durch die roten Sedimente angezeigt wird, die organische Substanz vernichtet worden ist. Verf. ist jedoch geneigt, in dem auffälligen Zurücktreten von Fossilresten den beginnenden Umschwung zu einem trockeneren Klima als zuvor zu sehen. Hierfür spricht auch die Beschaffenheit einiger Ablagerungen. Dazu gehört vor allem das Auftreten von Anhydritknollen im Bereich des Naab-Trog (CRAMER 1964, S. 60). Besonders hier wie auch im Schwarzwald und den Vogesen spiegeln Verteilung und Beschaffenheit der Sedimente ein stärker aufgegliedertes Relief wider. Es erlebte zugleich mit den Sedimentationsvorgängen eine weitere Umgestaltung mit Beginn des Oberrotliegenden.

C. Zur Paläogeographie des Oberrotliegenden

In dem einführenden Kapitel ist schon darauf verwiesen worden, daß das Oberrotliegende als stratigraphische Einheit zum Liegenden durch eine nicht überall vorhandene Diskordanz, deren Zeitgleichheit nicht eindeutig bewiesen ist, begrenzt wird und daß seine Hangendgrenze nur dort genauer festgelegt werden kann, wo es von marinen

Zechsteinsedimenten bedeckt wird. Vom Unterrotliegenden hebt es sich durch Merkmale ab, die eine Veränderung der Milieuverhältnisse anzeigen. Hierzu gehören die Fanglomerate, die vornehmlich an der Basis der Schichtfolge in den einzelnen Becken auftreten. Sie erscheinen schon hier und dort (z. B. im Schwarzwald) im Unterrotliegenden, erreichen jedoch zu Beginn des Oberrotliegenden, besonders als Randfazies der einzelnen Becken, eine weitaus größere Mächtigkeit und Verbreitung. Letztere läßt erkennen, daß neue Ablagerungsräume hinzugekommen sind. Dies trifft vor allem auf die Pfälzer wie Vindelizische Schwelle zu (Taf. 3). Des weiteren werden zwischen den einzelnen NE-SW streichenden Becken nunmehr Verbindungen hergestellt. Es entwickeln sich endgültig die noch heute durch die Sedimentverteilung sichtbaren Trogzonen. Unter ihnen sind als wichtigste die Saar-Nahe-Hessische wie die Weiler-Oos-Saale-Zone zu nennen. In manchen Gebieten fand jedoch keine Erweiterung der alten Ablagerungsräume statt, sondern sie wurden unter Umgestaltung der einstmaligen Morphologie sogar eingengt, wie aus den Verhältnissen im Thüringer Wald und seines nördlichen Vorlandes zu entnehmen ist (KATZUNG 1968, Abb. 3 u. 4). Diese Reliefveränderungen, verbunden mit der Anlieferung von Grobsedimenten, waren die Folgen von tektonischen Vorgängen. Letztere sind z. T. unmittelbar an Störungen nachweisbar, wie z. B. an der altangelegten Hunsrück-südrandstörung, an die gleichzeitig Zeugen eines Vulkanismus des Oberrotliegenden gebunden sind. Sein erstmaliges Auftreten bzw. sein Wiederaufleben (z. B. Schwarzwald) sind ebenfalls Hinweise auf tektonische Vorgänge, die zugleich örtliche (z. B. Saar-Nahe-Gebiet) wie regionale (z. B. Thüringer Wald) Diskordanzen hervorgerufen haben (FALKE 1966, S. 626, LÜTZNER 1961, S. 565). Seine bisher angenommenen Altersunterschiede sind in einigen Fällen keineswegs bewiesen. Er erzeugte wie zuvor im Unterrotliegenden in den betreffenden Becken ein Lokalrelief. Es spiegelt sich in dem starken Fazieswechsel der Sedimente wider, wie u. a. die Verhältnisse im Saar-Nahe-Gebiet beweisen. Hierbei ist bemerkenswert, daß sie lokale Bildungen von Süßwasserseen erkennen lassen, wie z. B. durch die fossilführende Kalkbank (*Acanthodes*-Bank) auf dem Südostflügel des Pfälzer Sattelgewölbes belegt wird. Jedoch waren offensichtlich niemals tierische wie pflanzliche Organismen so reichlich vertreten, daß es zur Bildung von bituminösen Schiefen oder von Kohleflözen kommen konnte. In diesem Zusammenhang ist auch das fossilführende Vorkommen bei Sobernheim in der Nahemulde zu nennen (GELB 1950). Es beweist die lokale und vorübergehende Existenz eines von Muscheln, Ostracoden etc. belebten und von Pflanzen umstandenen Süßwassersees. Wenn man von einigen weiteren Lebensspuren wie jenen von Tambach im Thüringer Wald absieht, muß dieses Vorkommen bei der fast völligen Fossilfreiheit des Oberrotliegenden als eine Oase angesehen werden. Es beweist jedoch wie die weiteren Lebensspuren, daß diese Landschaft keineswegs lebensfeindlich war.

Die Ablagerung von tierischer und pflanzlicher Substanz hat lokal wie bei Sobernheim, zu einer Bleichung der rotgefärbten Sedimente geführt. Die Annahme einer Anlieferung der Rotsedimente aus den Schwellen als den maßgeblichen Liefergebieten stößt für das Oberrotliegende auf Schwierigkeiten. Sie setzt ein wechselfeuchtes Klima in diesen Hochgebieten voraus, für das allenfalls keine weiteren Beweise gegeben sind. In den Ablagerungsräumen sprechen dagegen die weite Verbreitung der Fanglomerate, die weiteren schlecht sortierten Sedimente, die teilweise frische Er-

haltung ihrer Komponenten, ihre Dolomitführung und ihre Fossilarmut bis Fossilfreiheit für ein Trockenklima, unterbrochen durch episodische starke Regenfälle. Es ist aber kaum anzunehmen, daß zwischen den Liefer- und den Ablagerungs-Gebieten bei ihrer kurzen Entfernung voneinander ein derart großer Unterschied des Klimas bestand, so daß es auch als semiarid bis arid für die Schwellengebiete angenommen werden muß. Unter ihm ist aber eine Bildung von Roterde nicht möglich. Außerdem kann sie nicht so umfangreich gewesen sein, daß sie das Volumen der abgelagerten Rotsedimente decken konnte. In diesem Fall dürfte also einer sekundären Entstehung der Rotfärbung im Sinne WALKER'S (1967, S. 366) der Vorrang gegeben werden. Da sie viel später nach der Ablagerung der betreffenden Sedimente stattfinden kann, ist sie auch im vorliegenden Fall kein Indikator für das zur Zeit der Sedimentation herrschende Klima. Es kam mit seiner Trockenheit im Verlauf des Oberrotliegenden um so mehr zur Geltung, je mehr das Relief eingeebnet wurde.

Diese Relieferniedrigung spiegelt sich in der mit aufsteigendem Profil zunehmenden Feinkörnigkeit der Sedimente in fast allen Becken wider, somit auch im Saar-Nahe-Gebiet, wo mit Beginn des Oberrotliegenden als Fortsetzung des Saarbrücker Sattels die Entstehung des NE-SW streichenden Pfälzer Sattelgewölbes mit der nordwestlich anschließenden Nahe- wie Prims- und der südöstlich von ihm gelegenen Vorhaardt-Mulde eingesetzt hatte. Der Abschluß dieser tektonischen Vorgänge kann nicht genauer angegeben, sondern nur durch die diskordante Überlagerung eines vermutlich mittleren Buntsandsteines fixiert werden. Ein Reliefausgleich wurde aber auch durch die Auffüllung der Becken und durch die damit zunehmende Einengung der zwischen ihnen liegenden Schwellen hervorgerufen. Sie hoben sich noch am Ende der Rotliegendzeit von ihrer Umgebung ab. Zu ihnen gehörte die Hunsrückschwelle zwischen dem Wittlicher Trog im Nordwesten und dem Saar-Nahe-Becken im Südosten. Sie erstreckte sich als Taunusschwelle nach Nordosten und fand ihre Fortsetzung in der Oberhartzschwelle. Südöstlich von diesem Schwellenzug lag die in gleicher Richtung streichende Saar-Nahe-Hessische Trogzone (Taf. 3). Sie wurde im Nordosten durch die Eichsfeldschwelle abgeschlossen. Letztere stand offensichtlich mit der Ruhlaer Schwelle in Verbindung. Sie bildete einen Abschnitt der südöstlich anschließenden und ebenfalls NE-SW verlaufenden Odenwald-Spessart-Rhön-Kyffhäuser(?) Schwelle. Südöstlich von diesem Schwellenzug dehnte sich das Saale-Becken aus (KATZUNG 1969, Abb. 4), das sich über einige Ausläufer in die Main-Baden-Baden-Weiler Trogzone fortsetzte. Inwieweit das zuletzt genannte Becken mit den Vorkommen im Pfälzer Wald und jene mit dem Saar-Nahe-Becken verbunden waren, ist noch eine offene Frage (Taf. 3). Dies trifft auch auf das Saale- und das Stockheimer Becken zu. Letzteres dehnte sich am Nordostrand der Fichtelgebirgsschwelle aus, die sich nach Südwesten in die Ausläufer des Vindelizischen Festlandes erstreckte und zugleich das Stockheimer Becken von dem südlich von ihr gelegenen Naab-Trog trennte. Dieser Trog, der ebenfalls durch kleinere Schwellen untergliedert war (CRAMER 1964, S. 56), lag am Ostrand des Vindelizischen Landes, in dessen Bereich ebenfalls einige Oberrotliegendenvorkommen vorhanden sind. Sie konnten durch die Bohrungen von Daiting (Sedimente, Quarzporphyr) und Albershausen (Sedimente) wie durch Auswürflinge im Vulkangebiet von Urach nachgewiesen werden (CRAMER 1956, S. 56). Sie lassen vermuten, daß innerhalb dieses Gebietes noch mehrere Becken vorliegen, die z. T. mit jenen im Schwarz-

wald wie z. B. dem Schramberger Trog in Verbindung stehen könnten. Im Schwarzwald wie in den Vogesen muß zeitweilig eine stärkere Gliederung des Reliefs durch Täler, kleinere Becken usw. vorhanden gewesen sein, wie die Verteilung und Beschaffenheit der einzelnen, noch erhaltenen Vorkommen beweisen. Am Südrand des Schwarzwaldes lag der Bodensee-Trog. Er hatte vermutlich keine Verbindung mit dem Tafeljura-Trog, aber jener wohl mit der Schopfheimer Bucht im Nordosten und mit dem Becken von Ronchamp im Nordwesten, das wahrscheinlich mit den Vorkommen bei Freiburg, möglicherweise sogar mit jenen des Schramberger Troges verbunden war (Taf. 3).

Aus dieser kurz zusammengefaßten paläogeographischen Übersicht ist zu entnehmen, daß Süddeutschland zur Zeit des Oberrotliegenden in eine größere Anzahl von Becken und Schwellen aufgegliedert war. Inwieweit dieses Relief am Ende dieses Zeitabschnittes in dem Teil von Süddeutschland, der nicht vom späteren Zechsteinmeer überflutet wurde, eingeebnet war, läßt sich schon mangels einer genauen Festlegung der Hangendgrenze dieses Rotliegenden nicht ermitteln. Dagegen war nördlich des Vindelizischen Festlandes und östlich des Saar-Nahe-Beckens, also in einem Gebiet, in dem sich später das Zechsteinmeer ausbreitete, am Ende des Oberrotliegenden die Einebnung des Reliefs so weit fortgeschritten, daß durch das einbrechende Zechsteinmeer die einmaligen Schwellen nur noch als kleine Inseln bzw. als Untiefen sich bemerkbar machten.

D. Die Paläogeographie des Oberperm

Die zuvor angedeutete Verbreitung des Zechsteinmeeres ist aus der Taf. 4 zu entnehmen. Soweit seine Ufersedimente entlang dem Nordrand des Vindelizischen Festlandes und im Bereich der Albersweiler Bucht innerhalb des Pfälzer Waldes (Taf. 4) bekannt sind, kann aus ihrer Mächtigkeit wie Beschaffenheit, wenn auch mit Vorbehalt, der Schluß gezogen werden, daß in dieser Randzone keine wesentlichen Reliefunterschiede vorhanden waren. Diese Annahme läßt sich nicht für den süd- wie westwärts von hier gelegenen Kontinent treffen, zumal hier nicht zu entscheiden ist, welcher Abschnitt von den Sedimenten von Rotliegendcharakter die terrestrische Vertretung des Zechsteins darstellt. Diese Frage ist noch am leichtesten dort zu klären, wo diese Sedimente kontinuierlich in den Buntsandstein übergehen, obwohl sich dieser Übergang in Raum und Zeit sehr unterschiedlich zu vollziehen scheint. Bisher werden allgemein jene Schichten als ein festländisches Äquivalent des Zechsteins angesehen, die am Topp der gesamten Abfolge, d. h. unmittelbar unter dem Buntsandstein karbonat-, vor allem karneoldolomit- und zuweilen auch gips- bzw. anhydritführend sind. Karneoldolomithorizonte sind im Naab-Trog, im Schwarzwald bis zum Tafeljura-Trog und in den Vogesen vorhanden (Taf. 4). Reste von ihnen finden sich auch im Saar-Nahe-Gebiet wie in der Wittlicher Senke. Sie treten als Knollen, als knollenförmige oder geschlossene Bänke meist mit ebener Ober- und unregelmäßiger Unterfläche auf. Sie erwecken stellenweise den Eindruck von Absätzen in ehemaligen Pfannen, teils von Krustenböden, aber auch von nachträglichen Ausscheidungen während einer Frühdiagenese. Unabhängig von der noch nicht entschiedenen Frage, wie weit sie noch in die Ablagerungen des Buntsandsteines hinaufreichen, scheinen sie

durch ihr Mächtigkeitsverhalten noch ein schwaches Relief anzudeuten. Es wird auch durch die Konglomerathorizonte am Topp der Schichtfolge im Nordschwarzwald d. h. am Südrand der Baden-Badener Trogzone bewiesen, sofern man sie als eine Vertretung des Zechsteins ansieht (SCHNEIDER 1966).

Die Karneoldolomite treten in grob- bis feinkörnigen Sedimenten auf, die bei stärker pelitischem Charakter auch Gips bzw. Anhydrit in geringen Mengen enthalten. Er ist u. a. aus dem Tafeljuratrog beschrieben worden (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946, S. 67 ff.). Nach HABICHT (1966, S. 645) scheint er auch in den sog. Rötelschiefern der Bohrung Landstuhl in der Vorhaardt Mulde des Saar-Nahe-Gebietes vorzukommen. Man ist deshalb geneigt, diese Sedimente ebenfalls dem Zechstein zuzurechnen. Jedoch ist in diesem Fall diese Einstufung besonders schwierig, weil diese Ablagerungen von vermutlich mittlerem Buntsandstein überlagert werden, und es unbekannt ist, wieviel von ihnen zwischenzeitlich abgetragen wurde. Diese Abtragung erfolgte während wie im Anschluß an die tektonischen Bewegungen, die zur endgültigen Auflagerung des Saar-Nahe-Beckens in Pfälzer Sattelgewölbe als Fortsetzung des Saarbrücker Sattels und in die Vorhaardt-Nahe-Primsmulde führten.

Im Saar-Nahe-Gebiet werden auch die Sandsteine bei Kreuznach wie jene westlich von Albersweiler als eine terrestrische Bildung der Zechsteinzeit angesehen, ohne daß hierfür ein eindeutiger Beweis erbracht werden kann. Beide Vorkommen sind nach Korngröße, Kornbeschaffenheit und innerem Gefüge äolischen Ursprungs. Diese Dünenande würden bei der angenommenen Altersstellung im Bereich der Uferzone des Zechsteinmeeres gelegen haben wie der ebenfalls äolisch entstandene Kornberger Sandstein im Richelsdorfer Gebirge. Seine zeitliche Einstufung ist aber weitaus besser belegt als jene der vorher genannten Sedimente, da er teilweise von dem Kupferschiefer des Zechsteinmeeres unmittelbar überlagert wird. Die Schrägschichtung in allen Dünen weist auf eine um Osten drehende Windrichtung. Diese äolischen Sedimente müssen in ihrer geographischen Position keineswegs für ein Trockenklima sprechen. Es wird jedoch durch die Salzausscheidung des Zechsteinmeeres im Werra- wie im Thüringer Becken belegt, also in Zonen, die zuvor im Bereich der Rotliegendebcken lagen. In Übereinstimmung mit dieser Salinarfazies sprechen auch die Karbonat- wie Karneoldolomite und die Gips- wie Anhydritbildungen in den festländischen Zechstein-Sedimenten für ein Trockenklima. Es beherrschte eine Landschaft mit einem flachwelligen Relief, das erst endgültig vom Buntsandstein überwältigt wurde.

Die zuvor gegebene Darstellung hat versucht, in großen Zügen ein Bild der Paläogeographie des Perm in Süddeutschland zu entwickeln. Sie hat aber zugleich auch gezeigt, daß einige, sehr wichtige Fragen noch nicht gelöst bzw. schwer lösbar sind. Deshalb kann sie nur mit dem notwendigen Vorbehalt wiedergegeben werden.

E. Zusammenfassung

Auf dem durch die bretonisch-sudetischen Bewegungen entstandenen Kontinent im Bereich Süddeutschlands waren in seinem westlichen wie östlichen Abschnitt gegen Ende des Oberkarbons einige NE-SW streichende Tröge vorhanden. Sie wurden mit Karbonsedimenten gefüllt. Mit dem Einsetzen des folgenden Unterrotliegenden verlagerte sich meist in ihnen der Schwerpunkt der Sedimentation. Gleichzeitig entstanden auch neue Sedimentationsbecken gleicher Streichrichtung. Diese Befunde wie

eine lokale Reliefbelebung, die sich in den groben Sedimenten an der Basis des Unterrotliegenden widerspiegelt, deuten neben einem im Bereich einzelner Becken einsetzenden Vulkanismus auf tektonische Bewegungen hin. Sie haben jedoch zu keiner Diskordanz zum Stefan geführt. Infolgedessen liegt das Unterrotliegende konkordant zu ihm, greift aber diskordant auf ältere Schichten über. Es besteht aus einer buntgefärbten, teils in Rhythmen angeordneten Abfolge, die durch Flüsse oder in Seen zum Absatz gekommen ist und auf ein feuchtes Klima mit längeren Trockenzeiten hinweist. Diese Verhältnisse wie das Relief, zumal wenn es im Becken selbst durch einen dort sich abspielenden Vulkanismus vorhanden war, verursachten einen starken Fazieswechsel in den einzelnen Becken, die sich zu dieser Zeit auf den westlichen wie östlichen Abschnitt des süddeutschen Kontinentes beschränkten.

Gegen Ende des Unterrotliegenden änderten sich die Milieuverhältnisse. Es setzte ein Wechsel in den Liefergebieten und eine Ausdehnung der Sedimentationsräume als Folge tektonischer Bewegungen unter einem zunehmenden Trockenklima ein. Diese tektonischen Bewegungen erreichten einen gewissen Höhepunkt an der Wende Unter-/Oberrotliegend, indem sie hier und dort Diskordanzen, im Saar-Nahe-Gebiet einen Vulkanismus und allgemein eine Reliefbelebung erzeugten. Letztere führte zur Entstehung neuer Ablagerungsbecken, die nunmehr weit in das Vindelizische Festland hineinreichten, und zum Absatz von groben Sedimenten, häufig Fanglomeraten. Sie weisen zugleich auf die Vorherrschaft eines Trockenklimas hin. Die mit aufsteigendem Profil zunehmende Ausbreitung und Feinkörnigkeit der meist rotgefärbten Sedimente deuten auf eine allmähliche Erniedrigung des Reliefs durch seine Abtragung wie durch Auffüllung der Senken etc. hin. Dieser Vorgang, der zugleich den Einfluß des Trockenklimas verstärkt, führt gegen Ende der Oberrotliegendzeit zu der Ausbildung eines flachen Gebietes, das in seinem Nordteil von dem Zechsteinmeer bis zum Nordsaum der noch erkennbaren Vindelizischen Schwelle überflutet wird. Die seinen marinen Sedimenten vermutlich gleichzusetzenden jüngsten Sedimente von Rotliegend-Charakter zeichnen sich durch Einschaltungen von Dolomit, Gips bzw. Anhydrit und durch das Auftreten von Dünenbildungen, also Kennzeichen eines ariden Klimas, aus. Hiervon abgesehen, sind Konglomerate am Topp der Abfolge eventuell noch Zeugen einer erneuten, jedoch nur lokalen Reliefbelebung, ausgelöst durch tektonische Vorgänge, die das endgültige tektonische Bild im Saar-Nahe-Gebiet und damit hier die Diskordanz zum überlagernden Buntsandstein entstehen ließen.

Schriftenverzeichnis

- ANDREAS, D., ENDERLEIN, FR. & MICHAEL, J.: Zur Entwicklung des Rotliegenden im Thüringer Wald auf Grund neuer Kartiererergebnisse. — Ber. deutsch. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **11**, S. 119—130, 3 Abb., Berlin 1966.
- CRAMER, P.: Perm. In: Erl. geol. Kte. Bayern, 2. Aufl., München 1964.
- DEUBEL, FR.: Das Untere Perm in Thüringen und angrenzenden Gebieten. — Wiss. Z. Friedrich-Schiller-Univ. Jena, **9**, math. naturw. Reih., H. 3, 10 Abb., Jena 1959/60.
- FALKE, H.: Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **99**, S. 298—360, 5 Abb., Stuttgart 1954.
- Das Unterperm zwischen der Nordsee und dem Alpenraum. — Atti Sympos. Verrucano, S. 324—354, 4 Abb., Pisa 1966.
- The continental Permian of Germany in "The continental Permian in Central- and West-Europe." 1971. (Im Druck)

- GEIB, K. W.: Über eine pflanzen-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des ro bei Sobernheim im Nahebergland. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 193—200, 1 Abb., Wiesbaden 1950.
- HABICHT, H.: Die permokarbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1963, **115**, S. 631 bis 649, 15 Taf., Hannover 1966
- HOLLINGER, J.: Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1969, **121**, S. 79—91, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1970.
- v. HOYNINGEN-HUENE, E.: Sedimentation und vulkanische Zyklen im mitteldeutschen Permokarbon. — Geol. Jb., **9**, S. 663—672, 5 Abb., Berlin 1960.
- KATZUNG, G.: Perm im „Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik“. Berlin 1968.
- LÜTZNER, H.: Saalische Bewegungen im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes. — Geol. Rdsch., **51**, S. 560—566, 2 Abb., Stuttgart 1961.
- NÖRING, F.: Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, S. 27, Wiesbaden 1951.
- REIMANN, K.-U.: Beitrag zur Grenze Stefan/Unterrotliegendes im Saar-Nahe-Becken. Diss., Mainz 1971.
- RICHTER, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirge im hessischen Raum. — Jb. Reichsst. Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 283—332, Berlin 1941.
- SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O.: Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. — Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland, S. **15**, 15—114, Liestal 1946.
- Perm und Trias am Südrand des Schwarzwaldes. — Mittlg. bad. geol. L.-Anst., Jg. 1950, S. 29—37, 3 Abb., Freiburg 1951.
- SCHNEIDER, H.: Sedimentation und Tektonik im Jungpaläozoikum der Baden-Badener Senke. Unveröff. Diss., Heidelberg 1966.
- STELLRECHT, R.: Über das Oberrotliegende im Gebiet der Schopfheimer Bucht. — Jb. u. Mittlg. oberrh. geol. Ver., N.F., **45**, S. 1—11, 2 Abb., Stuttgart 1963.
- STEPHAN, W.: Zur Geologie des Stockheimer Rotliegendebeckens. — Geologica Bavarica, **27**, S. 273—281, 2 Abb., München 1956.
- TRUSHEIM, F.: Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960. — Geologica Bavarica, **54**, S. 1—92, 24 Abb., München 1964.
- WALKER, TH. R.: Formation of Red Beds in modern and ancient Deserts. — Geolog. Soc. Am. Bull., **78**, S. 353—368, New York 1967.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des unteren Abschnittes des Unterrotliegenden. (→ = Herkunftsrichtung des Materials)

Tafel 2

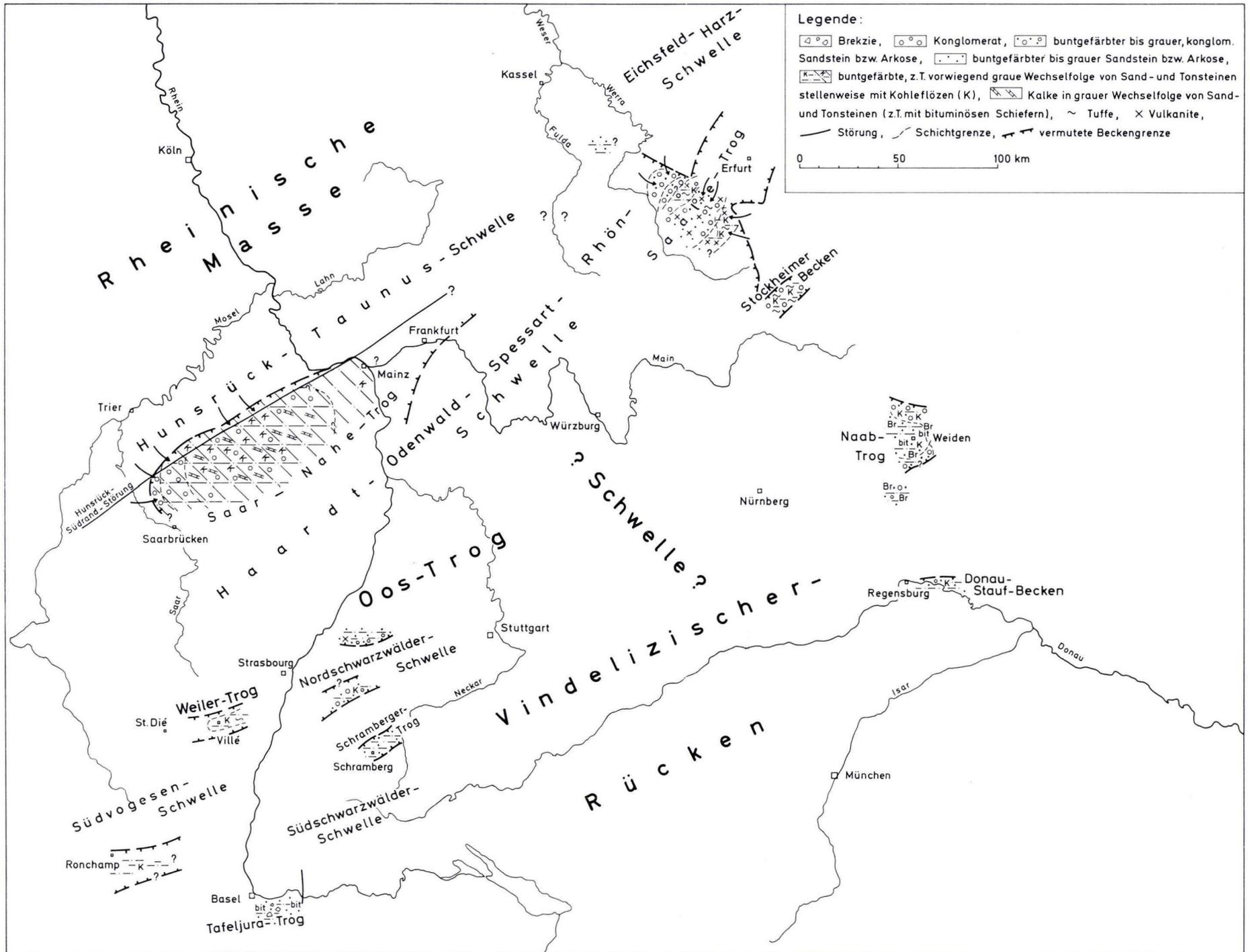
Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des oberen Abschnittes des Unterrotliegenden. (→ = Herkunftsrichtung des Materials)

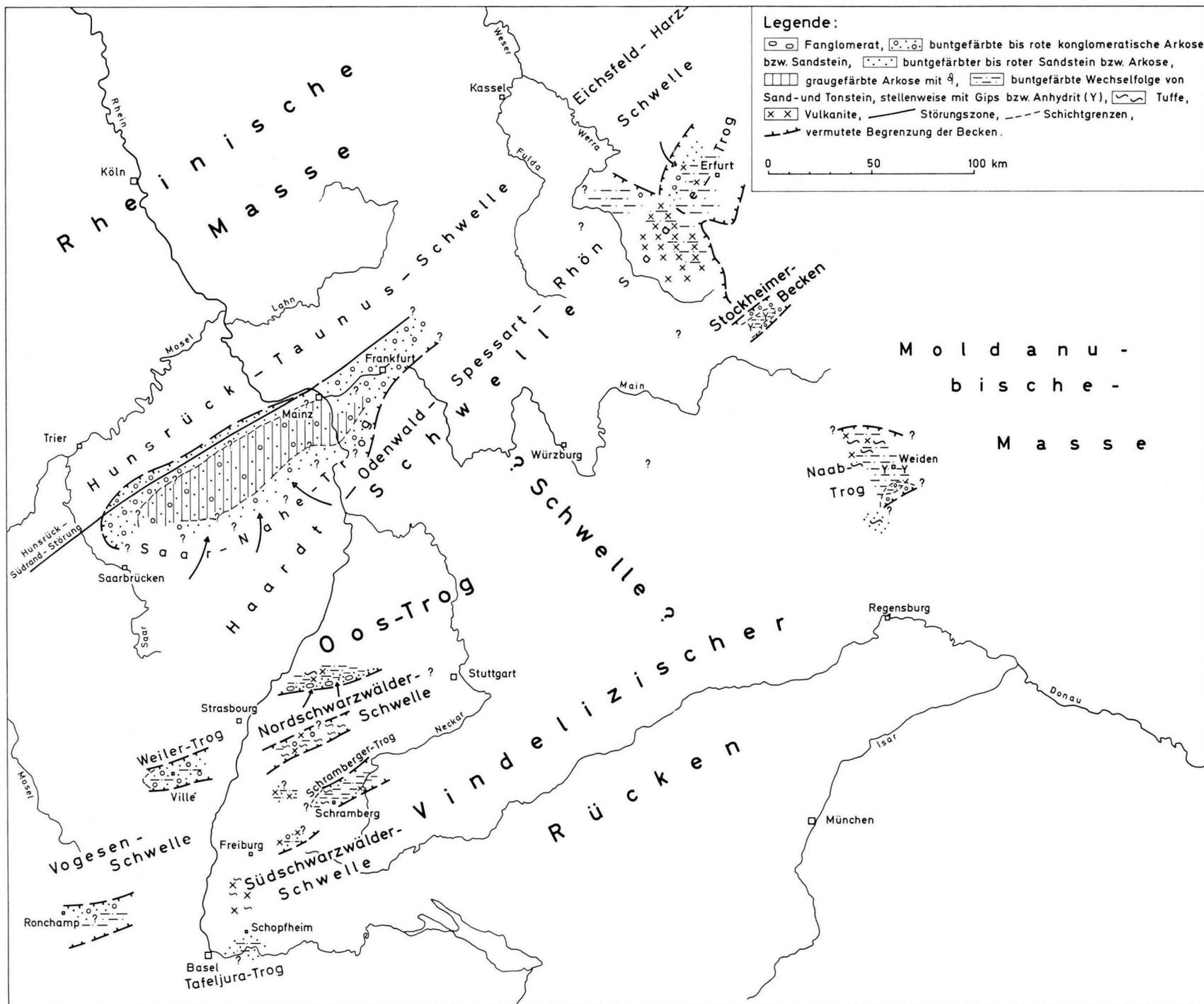
Tafel 3

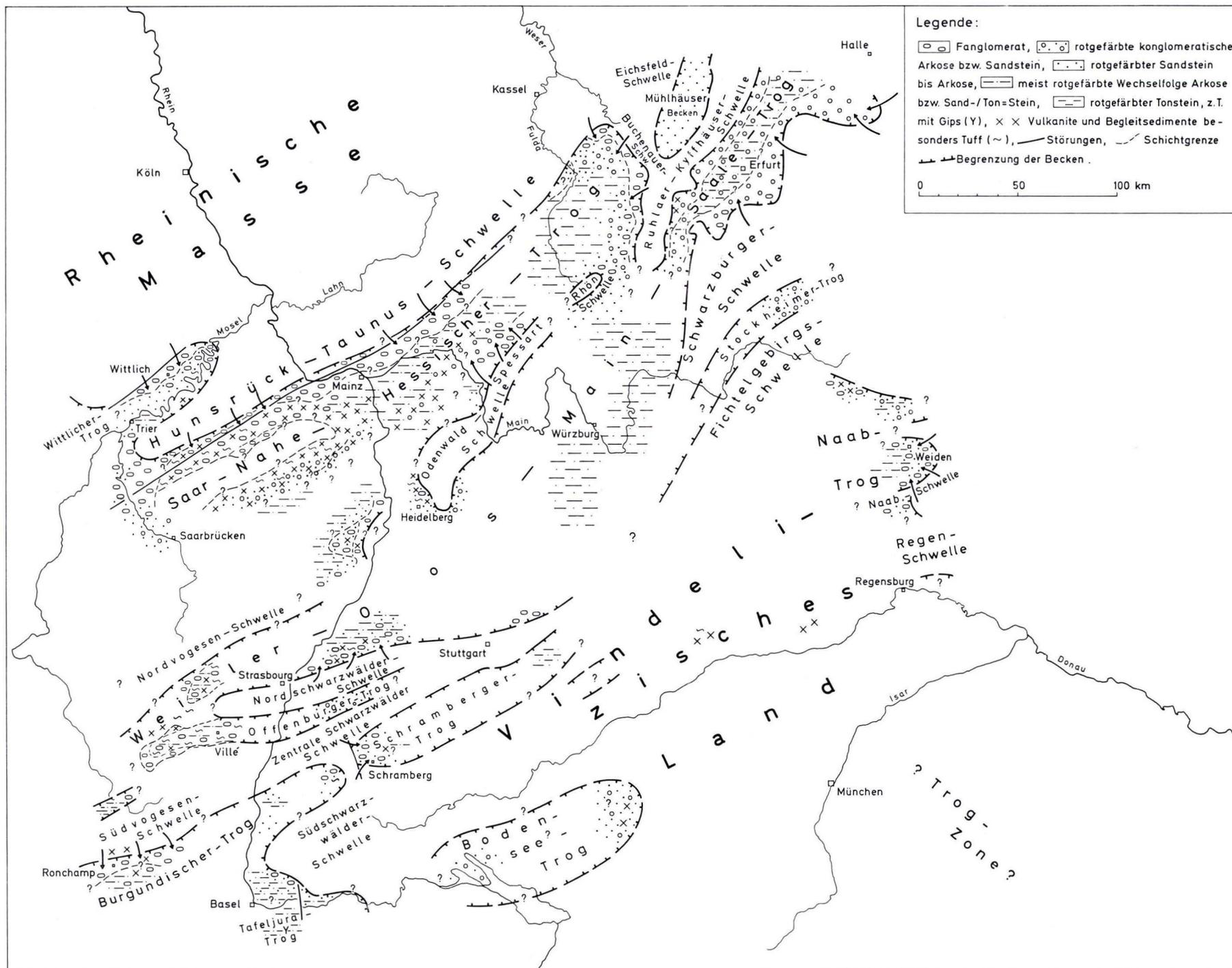
Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des Oberrotliegenden. (→ = Herkunftsrichtung des Materials)

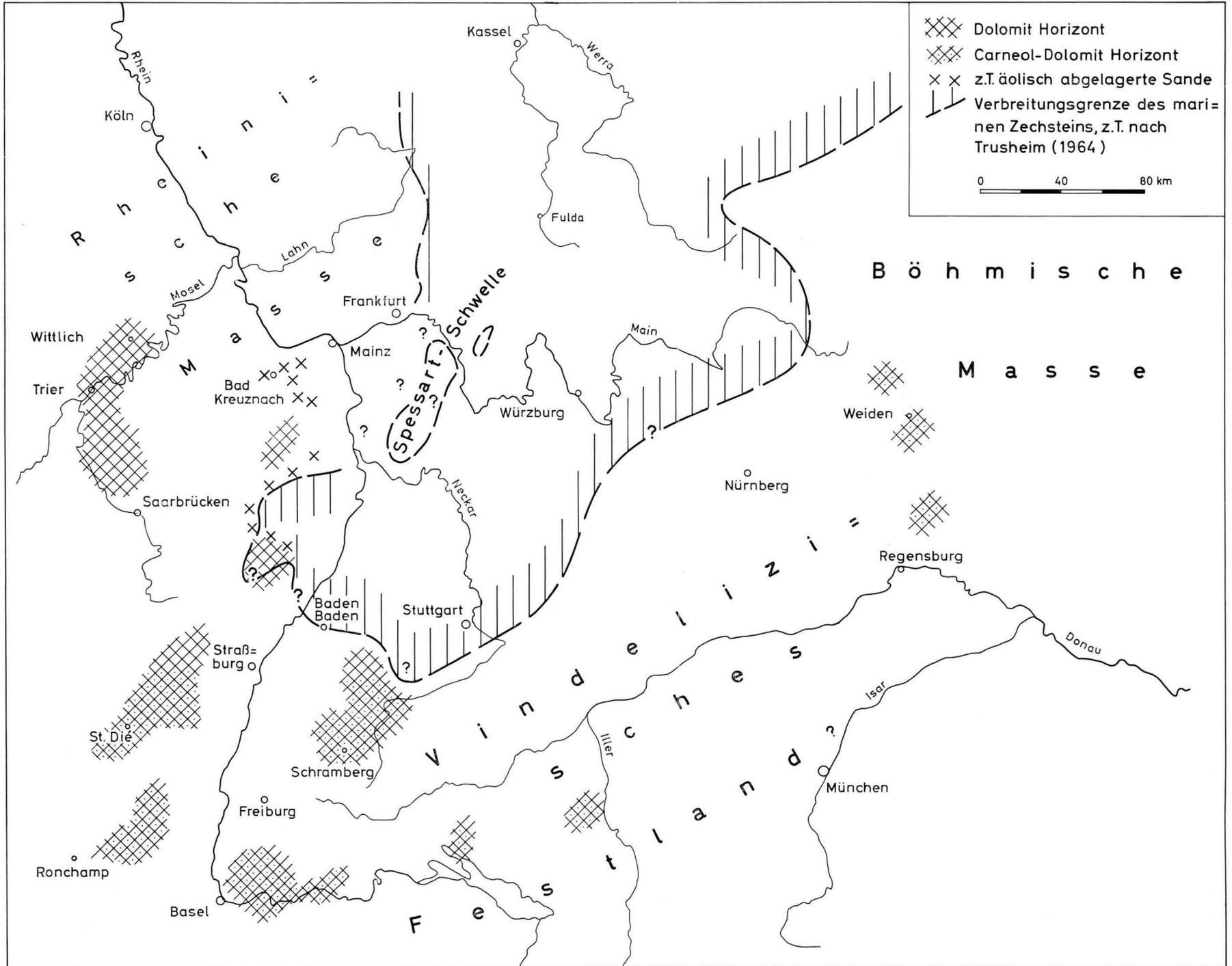
Tafel 4

Die vermutliche Grenze des Zechsteinmeeres und die wichtigsten Vorkommen von terrestrischer Rotfazies mit Karneol-Dolomithorizonten wie Dünenbildungen in Süddeutschland.









Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 235–250	5 Abb.	2 Tab.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Weltwirtschaft Erdöl—Erdgas unter Berücksichtigung der EWG

Von

MANFRED FÜRST und DETLEF DANTZ, Mainz*

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Inhalt

1. Einleitung	235
2. Entwicklung von Produktion und Reserven an Erdöl.	236
3. Entwicklung von Produktion und Reserven an Erdgas	239
4. Wissenschaftlich-technische Voraussetzungen	241
4.1. Lagerstättenbildung	241
4.2. Geophysik	244
5. Synthese	245
6. Zusammenfassung, Summary	247
Schriftenverzeichnis	248

I. Einleitung

Anhand von statistischen Unterlagen soll die Entwicklung der Primärenergie-träger Erdöl–Erdgas während der letzten Dekade untersucht werden, wobei der Relation von Förderung zu gewinnbaren Reserven eine besondere zukunftsweisende Bedeutung zukommt.

Der Anstieg der Rohölförderquoten liegt sowohl im steigenden Bedarf an Primärenergie generell als auch in der vielseitigen und z. T. mehr ökonomischen Anwendbarkeit des Rohstoffes Mineralöl begründet, aber wissenschaftlich-technische Errungenschaften auf dem Gebiet der Exploration, Exploitation, des Transport- und Speicherwesens lieferten die Voraussetzungen für diese Entwicklung, von denen wesentliche Merkmale aufgezeigt werden sollen.

Die gewonnenen Verhältniskennziffern zwischen Förderung und Reserven sollten in Verbindung mit regionalgeologischen Gesichtspunkten, technischen Entwicklungsmöglichkeiten und wirtschaftlichen Aspekten eine energiepolitische Konzeption für die nächste Dekade gestatten, wobei politische Gegebenheiten eine schwer zu fassende Inponderabilie darstellen.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. M. FÜRST, Dipl.-Geol. D. DANTZ, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Die Daten von Erdölproduktion und -reserven wurden zum größten Teil der Zeitschriftenserie „Erdöl und Kohle“ nach Zitaten aus „Oil and Gas Journal“ und „World Oil“ entnommen. Angaben über die Welt-Erdgasproduktion und -reserven stammen aus „Erdöl und Kohle“, „Oel“ und von KALINKO (1959), für den Bereich der EWG aus „Jahrbuch für Bergbau, Energie, Mineralöl und Chemie“, Energiewerte aus „Energiesstatistik“.

Es wurden möglichst die jeweils letzten korrigierten Zahlenangaben verwendet. Abweichungen gegenüber anderen Statistiken können aufgrund unterschiedlicher Bewertung der Reserven und unterschiedlicher Korrekturfaktoren entstehen, was besonders bei der Heterogenität der Quellen der Erdgasstatistik eine Rolle spielt. Aus den Ziffern für Produktion und Reserven abgeleitete Zahlen, wie jährliche und kumulative Zunahme und die Prozentzahlen der Anteile der Energieträger innerhalb der EWG wurden mit einem Computer des Typs CDC 3300 im Rechenzentrum der Universität Mainz errechnet.

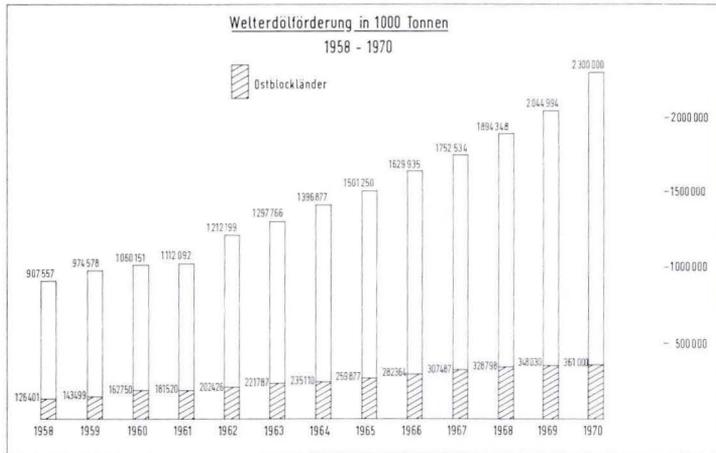


Abb. 1. Welterdölförderung in 1000 Tonnen von 1958—1970 nach Zahlenangaben aus Erdöl und Kohle (1959—1971).

2. Entwicklung von Produktion und Reserven an Erdöl

Der zügige Anstieg der Weltrohölproduktion von 907557 Mill. t im Jahre 1958 auf 2,3 Mrd. t (Oel, 1971, S. 145) im Jahre 1970 (Abb. 1) reflektiert in auffälliger Weise das Vordringen von Erdöl und seiner Produkte, vor allem auf den Märkten der Industrieländer, eine Entwicklung, die schließlich zu dem in Europa bekannten und fühlbaren Strukturwandel geführt hat, in dessen Verlauf der herkömmliche Hauptenergieträger Steinkohle seine dominierende Rolle abgab. Für den EWG-Raum wird dieser Strukturwandel durch die Abb. 2 verdeutlicht. Der prozentuale Anteil der einzelnen Energieträger am gesamten Primärenergieverbrauch innerhalb der BRD hat zwar andere Werte, doch sind die Tendenzen die gleichen. So lag denn der Verbrauch der Steinkohle in der BRD 1969 bei 32,4% gegenüber 60% im Jahre 1960. Durch energiepolitische Maßnahmen der BRD, d. h. durch die Verstromungsgesetze, haben Stein-, Braun- und Pechkohle zusammen in der BRD 1969 noch einen Anteil von über 40%, während der EWG-Schnitt bereits im gleichen Jahr ca. 26% beträgt (BURCHARD 1971, S. 366).

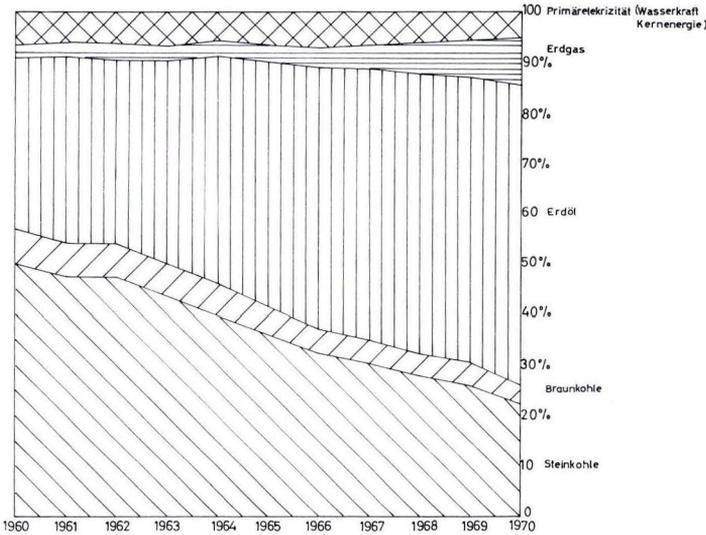


Abb. 2. Primärenergieverbrauch der EWG von 1960—1970, aufgetragen nach dem prozentualen Anteil der einzelnen Primärenergieträger. Berechnungsgrundlage Tonnen Steinkohleneinheiten. Nach Zahlenangaben aus Kohle und sonstige Energieträger (1962), Energiestatistik (1965, 1967, 1969, 1971).

Von besonderem Interesse ist jedoch nicht nur die oben aufgezeigte anteilmäßige Umschichtung der Primärenergieträger während der letzten Dekade, sondern die kausal mit dem Strukturwandel verknüpften Veränderungen innerhalb des Energieverbrauchs, denn letzterer beeinflusst im entscheidenden Maße die Nachfrage.

So hat beispielsweise der Heizöleinsatz für die Verstromung in thermischen Kraftwerken der EWG auf gegenwärtig 30% (BURCHARD 1971, S. 366) zugenommen, die Einspeisung von Heizöl in thermischen Kraftwerken der OECD – in absoluten Zahlen ausgedrückt – von 14,6 Mill. t im Jahre 1961 auf 48,7 Mill. t im Jahre 1969.

Einen ausführlichen Vergleich über den Einsatz von Mineralölprodukten in der Stromwirtschaft innerhalb der verschiedenen Länder der EWG und OECD, aus dem u. a. die unterschiedliche Einsatzquote in den verschiedenen Ländern bei der Verstromung deutlich wird, liefert GERLACH (1971). Die Umschichtung des Endenergieverbrauchs im Bereich Haushalt und Kleinverbrauch, Verkehr und schließlich Industrie wird im Detail von BURCHARD (1971, S. 367) aufgezeigt.

Nach diesen oben zitierten Quellen steigt der Endenergieverbrauch der veredelten Rohölprodukte vor allem bei leichtem und schwerem Heizöl sowie bei Ottokraftstoffen weiterhin kontinuierlich an, das bedeutet, daß die Marktsituation durch diese spezifischen Nachfragen diktiert wird. Andererseits sind das die weichen Flanken, die einem möglichen Strukturwandel unterworfen sind.

Aus der kontinuierlichen Zunahme des Weltrohölverbrauches, der sich in der Förderung von 2,3 Mrd. t widerspiegelt, erhebt sich die berechtigte Frage, die im Laufe der letzten Dezennien des öfteren gestellt wurde: Wie lange werden die Vor-

räte auf unserem Erdball reichen? Welchen Anteil werden andere Primärenergie-träger, so Kernenergie oder Gas, künftig einnehmen?

Es sollen deshalb die Vorräte und die Relation von Vorräten zu Förderquoten von 1958–1970 aufgezeigt werden.

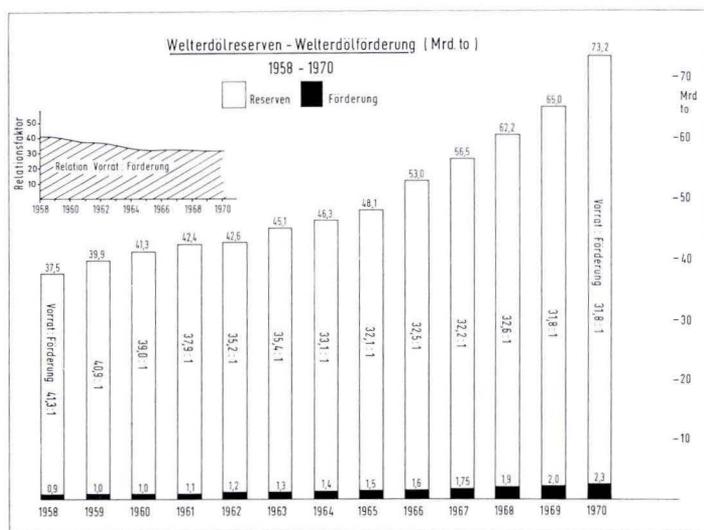


Abb. 3. Welterdölreserven–Welterdölförderung (Mrd. t) 1958–1970 nach Zahlenangaben aus Erdöl und Kohle (1959–1970), Oel (1971).

1958 wurden die gewinnbaren Weltreserven mit 37,5 Mrd. t veranschlagt, während die Förderung im gleichen Jahr bei 0,9 Mrd. t lag (Abb. 3). 1960 wurden bereits 1 Mrd. t gefördert und die gewinnbaren Vorräte mit 41,3 Mrd. t beziffert. 10 Jahre später, 1970, erreichte die Rohölproduktion – wie oben bereits erwähnt – 2,3 Mrd. t und die Reserven 73,2 Mrd. t (PEER 1971, S. 166), nach Oeldorado 70 (Oel, 1971, S. 145) sogar 83,1 Mrd. t, nach International Petroleum Encyclopedia 1971 (S. 223 bis 225) 85,3 Mrd. t.

Die Relation Vorrat zu Förderung ist von 39,0:1 im Jahre 1960 auf 31,8:1 im Jahre 1970 zurückgegangen, wenn man die allgemein akzeptierten niederen Reservenangaben von 73,2 Mrd. t zugrundelegt. Bereits das Jahr 1964 weist eine Relation von 33,1:1 auf, so daß ein stärkeres Absinken der Reserven während der letzten Jahre nicht zu verzeichnen ist. Berücksichtigt man die etwas optimistischere Schätzung von Oeldorado 70, so läge das Verhältnis von Vorrat zu Förderung sogar bei 36,1:1.

Die statistischen Werte der Abb. 3 verdeutlichen, daß den Erdölgesellschaften trotz der steigenden Nachfrage die Vorratsbeschaffung und Vorratssicherung gelungen ist. Dabei haben die „big seven“, nämlich die Standard Oil Co. (N.J.), Royal Dutch/Shell, British Petroleum Co. Ltd., Texaco Inc., Mobil Oil Corp., Gulf Oil Corp.

und die Standard Oil of California mit 1,2 Mrd. t (Oel, 1971, S. 172) im Jahre 1970 mehr als die Hälfte des in der Welt gewonnenen Öls gefördert.

Die Relationskurve (Abb. 3, oben links) weist zwar eine schwach fallende Tendenz auf, doch muß bei ihrer Ausdeutung berücksichtigt werden, daß in den letzten Jahren die Explorationstätigkeit im verstärkten Maße auf Erdgaslagerstätten gerichtet war, fernerhin, daß die kapitalaufwendigeren Offshoregebiete, vor allem der „northern slope“ von Alaska sowie die tieferen Stockwerke in die Exploration einbezogen wurden. Diese Faktoren, die einen höheren Kapitalaufwand erfordern, haben zweifelsohne die Relationskurve gedrückt. Trotzdem hat sich die Erdölindustrie bei einem durchschnittlich um 8% pro Jahr steigenden Verbrauch (Mittelwert von 1958 – 1970, Abb. 4) ein gutes Reservelopster schaffen können.

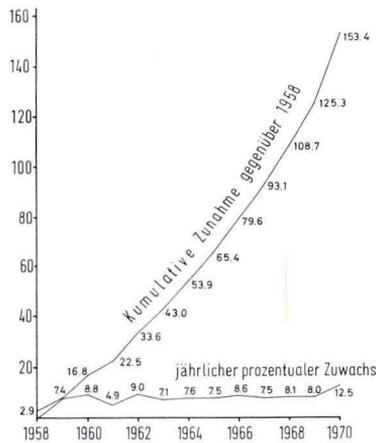


Abb. 4. Jährliche und kumulative Zunahme der Förderung in Prozent.

Anhangsweise wird auf die Mineralölsituation im Ostblock verwiesen. Wie aus Abb. 1 hervorgeht, steigt die Rohölförderung kontinuierlich an und zwar um eine mittlere Zuwachsrate von 9,3% (von 1958 – 1970). Die UdSSR, der Großlieferant der Ostblockländer, förderte – nach Minister Schaschin's Eröffnungsrede auf dem Welt-erdölkongreß (WIEGAND 1971, S. 187) – im Jahre 1970 353 Mill. t und rangiert damit nach den USA auf dem 2. Platz in der Skala der Förderländer.

3. Entwicklung von Produktion und Reserven an Erdgas

Erdgas als Energiequelle wird zwar schon seit langem wirtschaftlich genutzt, jedoch nur ein Prozentsatz des beim Fördern von Rohöl anfallenden und separierten Erdölgases. Die Masse des im Erdöl gelösten Gases aber wird in industriearmen Ländern leider immer noch abgefackelt, obwohl durch Verflüssigungsanlagen, Kunstdüngerherstellung und geplante Pipelines sich eine neue Phase abzeichnet.

Als Energieträger erlangte Erdgas erst nach dem 2. Weltkrieg größere Bedeutung, und zwar bezeichnenderweise zuerst in den USA, wo es in der Folgezeit sukzessive

an Bedeutung zunahm und 1968 mit ca. 30% an der Gesamtprimärenergie den Konkurrenten Kohle, der mit 22% vertreten ist, weit überflügelt hatte.

Nachfolgende statistische Werte umfassen das im Erdöl gelöste Gas und Erdgas aus reinen Erdgaslagerstätten unterschiedlicher Genese. Die Entwicklung der Welt-erdgasreserven und der -produktion von 1966–1970 zeigt Tab. 1, aus der u. a. hervorgeht, daß im Jahre 1970 erstmals über 1000 Milliarden Kubikmeter (1000 km³) Erdgas gefördert wurden.

Tab. 1. Welterdgassituation in 1000 Milliarden cbm (= 1000 km³)

Jahr	1966	1967	1968	1969	1970
Reserven	24,027	25,502	37,739	42,435	46,676
Produktion	0,767487	0,826405	0,894400	0,979	1,050

Die Situation der nachgewiesenen Reserven verdeutlicht besser Abb. 5. Die Relation von Reserven zu Förderquoten bezifferte sich 1967 auf 31:1, 1968 auf 42:1, 1969 auf 43:1 und 1970 auf 44:1.

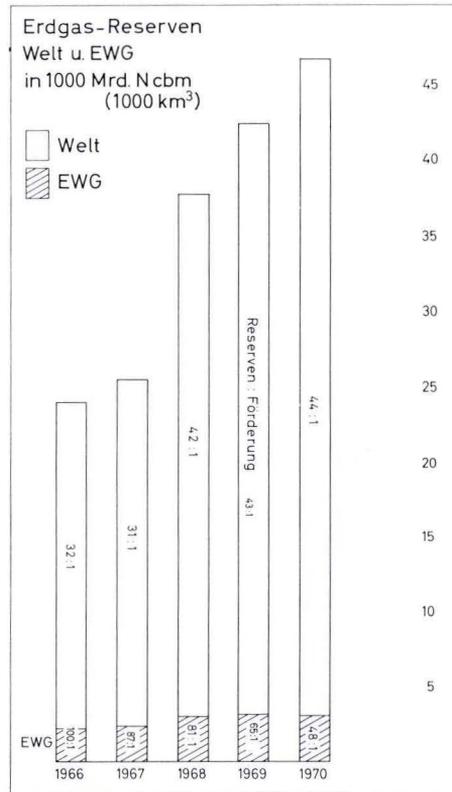


Abb. 5. Erdgas-Reserven Welt und EWG in 1000 Mrd. Ncbm (1000 km³) nach Zahlenangaben von KALINKO (1969), aus dem Jahrbuch für Bergbau, Energie, Mineralöl und Chemie (1969, 1970), Oel (1971) und Petroleum Encyclopedia 1971.

Der steigende Absatz an Erdgas in den Industrieländern hat die Exploration auf gasförmige Kohlenwasserstoffe beflügelt, wie aus der Erschließung der zunehmenden Reserven abgeleitet werden kann.

Im Bereich der EWG setzte — gegensätzlich zu den USA und Kanada — die Verwertung von Erdgas als Primärenergie relativ spät ein, wie auf Tab. 2 dargestellt ist.

Tab. 2. Reserven und Produktion in 1000 Milliarden cbm (1000 km³) der EWG

Jahr	1966	1967	1968	1969	1970
Reserven	2,1666	2,3412	3,041	3,151	3,050
Produktion	0,021698	0,027047	0,037741	0,048331	0,063350

Entsprechend liegen die Verhältniswerte zwischen Förderung und Reserven hoch (Abb. 5). 1966 betrug die Relation 100:1, senkte sich in den Folgejahren und wird 1969 mit 65:1, 1970 mit 48:1 beziffert.

Diese wenigen Angaben reflektieren die steigende Nachfrage nach dem Primärenergieträger Erdgas, wie sich aus den Werten von Förderung und Reserven ableiten läßt, eine Entwicklung, die für die Konzipierung einer zukünftigen Energiebilanz von genereller Bedeutung zu sein scheint.

Für den europäischen Markt könnten die Verhältnisse in den benachbarten Niederlanden richtungsweisend sein, vorausgesetzt, daß freie Wettbewerbsbedingungen zur Entfaltung kommen können; in den Niederlanden nämlich macht sich das Absinken der Ölintensität bei der Verstromung bereits auffallend bemerkbar, und zwar als Folge der Verwendung von Erdgas, das in ausreichender Menge standortbegünstigt zur Verfügung steht. So hatte im Jahre 1965 in den Niederlanden Erdgas bei der Stromnettoerzeugung einen Anteil von 0,6%, der in den Folgejahren bis 1969 auf 28,5% anstieg (GERLACH 1971, S. 110).

4. Wissenschaftlich-technische Voraussetzungen

Aus der Fülle der wissenschaftlich-technischen Entwicklungsergebnisse, die das rapide Ansteigen der oben aufgezeigten Erdöl—Erdgasproduktion und der Reserven ermöglichten, können nur wenige angeführt werden, die sich auf das Gebiet der Geologie und der Geophysik beziehen.

4.1. Lagerstättenbildung

Zur Erklärung für die Möglichkeit der Anreicherung und Konservierung von Kohlenwasserstoffen wurde bis in die fünfziger Jahre bei den europäischen Geologen das rezente Beispiel des Schwarzen Meeres mit seiner bekannten Wasserschichtung und seiner sauerstofffreien Bodenwasserzone herangezogen. Heutzutage ist es wissenschaftliches Allgemeingut, daß jedes marine Becken — ob mit neritischen oder pelagischen Milieubedingungen — im untergeordneten Maße auch kontinentale

Becken, so z. B. das Uinta-Becken der USA oder das Reconcavo-Becken Brasiliens (HEDBERG 1964, S. 1772), als erdöhlöffig anzusprechen ist; denn eine für die Konservierung von Kohlenwasserstoffen erforderliche sauerstofffreie Bodenwasserzone kann sekundär überall dort entstehen, wo durch Oxidation von abgestorbenem Zoo- und Phytoplankton der vorhandene Sauerstoff intermittierend oder kontinuierlich entzogen wird. Dieses Modell wurde erstmals von BRONGERSMA-SANDERS (1951) konzipiert, die in Auftriebsgebieten der heutigen Ozeane, wo das nährstoffreiche Tiefenwasser an die Meeresoberfläche gelangt, ein überaus reiches, vornehmlich pflanzliches Planktonleben beobachtet hatte. Zahlreiche Untersuchungen, von denen insbesondere die vom American Petroleum Institute (Dallas, Texas) zu erwähnen sind, haben dazu beigetragen, unseren Kenntnisstand über die Ausgangssubstanz des Erdöls, ihre Anreicherung und Konservierung auszubauen.

Aktualistische Untersuchungen an 120 rezenten Sedimenten vor der Küste Kaliforniens (ORR, EMERY & GRADY 1968) z. B. ergaben eine Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Porphyrine, der Derivate des Chlorophylls und des Hämins, die sowohl in bituminösen Gesteinen (TREIBS 1936) als auch im Erdöl in Spuren nachzuweisen sind. So wurde in flachen marinen Becken mit einem geringen Anteil an Sauerstoff und bei abnehmendem Korngrößendurchmesser ein Maximum an Porphyrinen nachgewiesen, eine Indikation für das mögliche Milieu von Erdölmuttergesteinen. Diese Ansicht wird erhärtet durch Untersuchungen an einigen Fraktionen pliozänen Öls des Los Angeles-Beckens, deren Infrarotspektren denen von Kohlenwasserstoffen rezenter Sedimente vor der Küste Kaliforniens sehr ähnlich sind (EMERY 1960). Die von ERDMAN (1961) und HEDBERG (1964) diskutierte Forschungsergebnisse über die Erdölgenese, speziell über die Entstehung der Erdölmuttergesteine, sowie die Erkenntnis von HUNT (1958) von der universellen Verbreitung von fein verteilten Kohlenwasserstoffen in Nichtreservoirgesteinen, lassen den Schluß zu, daß nicht nur Tonsteine, sondern auch organogene Karbonatgesteine mit allen Übergängen zu den Tonsteinen, ja Silt- und sehr feinkörnige Sandsteine als Muttergesteine in Frage kommen.

Aktualistische Untersuchungen an rezenten Sedimenten im Kaspischen Meer durch ALI-ZADE & SCHOIKHET (1967) gewinnen in diesem Zusammenhang universelle Bedeutung, denn ihre Ergebnisse zeigen, daß heutzutage unter reduzierenden oder teilweise reduzierenden Milieubedingungen unterschiedlicher Wassertiefe eine Anreicherung, Konservierung und Umbildung von organischer Substanz in erdölähnliche Kohlenwasserstoffe erfolgt, wobei in rezenten Karbonatgesteinen Öl syndimentär entstehen kann.

Den engen Zusammenhang zwischen dem chemisch-physikalischen Charakter des Rohöls einerseits mit bestimmten Ablagerungs- und Milieubedingungen von Sedimentbecken andererseits zeigte der Beitrag von HEDBERG (1967); aber für eine Betrachtung der Rohölreserven ist die Zusammensetzung der organischen Substanz in Nichtreservoirgesteinen und die Möglichkeit ihrer Umformung in flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe eine grundlegende Voraussetzung.

Über die Möglichkeit der direkten Primäranreicherung von löslichen Kohlenwasserstoffen und Kohlenwasserstoffkomponenten in Nichtreservoirgesteinen herrscht wohl Einmütigkeit, nicht aber darüber, wie eine solche Anreicherung erfolgt, nämlich

kolloidal in Mizellen, als Öl in der Gasphase oder in Tröpfchenform (VASSOEVICH 1959).

Um die Umformungsmöglichkeiten von organischer Substanz in Erdöl aufzuzeigen, werden die von ERDMAN (1961) angestellten Untersuchungen über Kohlenwasserstoffverbindungen im Erdöl, in rezenten und in fossilen Nichtreservoirgesteinen angeführt, wobei sich folgende Ergebnisse abzeichnen:

a) Aromatische Kohlenwasserstoffe mit niedrigem Molekulargewicht, wie Benzol, Naphthalin etc. haben eine große Verbreitung in fossilen Sedimenten und sind mit max. 5% im Rohöl vertreten. In rezenten Ablagerungen fehlen sie, woraus sich ergibt, daß Umwandlungsprozesse stattgefunden haben.

b) Die leichten aliphatischen Kohlenwasserstoffe — wie Methan, Äthan, Propan, Butan, Pentan etc. — sind charakteristische Bestandteile des Rohöls, aber nur Heptan findet sich in lebenden Organismen. Als Ausgangssubstanz für die aliphatischen Kohlenwasserstoffe kommen wohl die reichlich vorhandenen Proteine von Zoo- und Phytoplankton in Frage, die aus Aminosäuren aufgebaut sind. Letztere finden sich in fossilen Sedimenten, aber in noch größerer Quantität in rezenten Ablagerungen.

c) Schließlich sind die intermediären und schweren aliphatischen, naphtenischen und aromatischen Kohlenwasserstoffe zu erwähnen, die sich sowohl im Rohöl als auch in rezenten Sedimenten finden.

Die zweite große Gruppe von organischen Verbindungen im Rohöl sind die Asphalte mit den Spurenelementen Vanadium, Nickel etc. Je nach der Provenienz können Asphalte Anteile nur von Spuren, aber auch bis zu 50% haben.

In Nichtreservoirgesteinen sind Asphalte weit verbreitet, doch fehlt ihr Nachweis in lebenden Organismen. Die Porphyrine, in Spuren in rezenten und fossilen Sedimenten und im Rohöl vertreten, bestätigen eindeutig die organische Herkunft der Asphalte. Zur Genese waren also auch in diesem Falle Umbildungsprozesse ohne sonderlich hohe Temperaturen erforderlich, denn die Porphyrine sollten bei ca. 200° C zerstört werden (Porphyrinthermometer).

Schließlich ist auf die große Gruppe der Kerogene einzugehen, gewöhnlich unlösliche, feste Pyrobitumina, die mit 85–95% die Masse des organischen Materials in Nichtreservoirgesteinen bestreiten. Der 1967 verstorbene LEVORSEN hat die Kerogene im allgemeinen nicht als Ausgangssubstanz für die Erdölgenese angesehen (1967, S. 530), doch führte McIVER (1967) den Nachweis an Kernproben, daß manche der Kerogene unter bestimmten Bedingungen Öl in wirtschaftlich interessanten Mengen abgeben können. Vor allem für die Erdgasgenese können Kerogene von erheblicher Bedeutung sein, wie Laboruntersuchungen von HUNT (1962, aus WELTE 1964, S. 421) zeigten.

Wenn auch bei der Umbildung von organischer Substanz in Rohöl die Frage nach der aufzuwendenden Energie nicht einheitlich beantwortet werden kann, nämlich ob bakterielle Fermentation, Hitze und Druck, Katalysatoren, radioaktive Einwirkung, oder eine Kombination von mehreren dieser Faktoren, oder aber auch komprimierte Gase vom Upper Mantle (MEKTIEV 1967) wirksam waren, so wird doch allgemein akzeptiert, daß infolge fortschreitender Kompaktion eine Sukzession von Migrationen aus ein und demselben Muttergestein möglich ist, wobei am Anfang die schwereren und am Ende des Vorgangs die relativ leichteren Öle auswandern, um sich im Fallen zu akkumulieren. Am Beispiel des Gifhorner Troges wurde durch

HECHT (1959) die geologische, durch WELTE (1967) die geochemische Beweisführung einer solchen Entwicklungsreihe erbracht, wobei die verschiedenen Stadien der Erdölgenese offensichtlich kausal mit der Beckenbildung verknüpft sind und zwar dergestalt, daß durch Versenkung eines Muttergesteines in größere Teufen andere pT-Bedingungen wirksam werden, die zur Bildung unterschiedlicher Öle führen können.

Durch den Fund von Groningen veranlaßt, wurde in bis dahin als uninteressant angesehenen Gebieten nach Kohlenwasserstoffen geforscht und nach einer anderen Erklärungsmöglichkeit für die Erdgasgenese gesucht, denn ein Zusammenhang mit einem Muttergestein herkömmlicher Art bietet in diesem Fall Schwierigkeiten.

Ein Vergleich von Analysenergebnissen zwischen Gas aus Flözen des Oberkarbons und mehreren Erdgasproben aus dem nordwestlichen Mitteleuropa (HEDEMANN 1963) zeigen auffallende Analogien. Fernerhin weist das Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnis von ^{12}C zu ^{13}C zwischen Erdölgas einerseits und Erdgas andererseits (STAHL 1968) merkbare Unterschiede auf, so daß die Entstehung von Erdgas aus tief abgesenkten Kohlenflözen durch den Prozeß der Nachinkohlung möglich erscheint.

4.2. Geophysik

Da in zunehmendem Maße nach Strukturen in größeren Teufen und mit kompliziertem Bau, den oft komplexen Diskordanz- und Fazieslagerstätten, geforscht wird, fällt der Geophysik, insbesondere der Reflexionsseismik, eine dominierende Rolle bei der Exploration nach Erdöl- und Erdgaslagerstätten zu, wobei die Einbeziehung der Offshoregebiete in die Untersuchungen technologische Entwicklungen auslöste oder besonders beflügelte. Im Nachfolgenden werden einige Entwicklungen der letzten Dekade kurz aufgezeigt; bezüglich weiterer Einzelheiten sei auf die zusammenfassenden Arbeiten von TRAPPE und BORTFELD (1968) und BORTFELD (1971) verwiesen.

Geophysikalische Messungen vom Flugzeug (Airborne-Magnetometrie) oder vom Schiff (Seismik, Gravimetrie oder Magnetometrie) müssen neben den physikalischen Meßgrößen noch die Ortswerte, topographische Länge und Breite, bestimmt werden. Hierfür sind, speziell bei den Funkortungsverfahren, wie Decca und Decca Hi Fix, eine große Anzahl von Berechnungen anzustellen, die schnell und leicht mit Hilfe von elektronischen Datenverarbeitungsanlagen durchgeführt werden können.

Sowohl in der Gravimetrie wie auch in der Magnetometrie lassen sich die Korrekturen von Meßwerten (zeitliche Variationen und Geländereduktionen), das Auszeichnen von Anomalienkarten und die Berechnung zwei- und dreidimensionaler Störkörper mit dem Einsatz von DV-Anlagen wesentlich erleichtern und beschleunigen, teilweise sogar erst ermöglichen.

Während bei der analogen Magnetbandtechnik kontinuierlich die von den Geophonen erzeugten Spannungen aufgezeichnet werden, mißt man bei der Digitaltechnik i. allg. alle 2 ms die Spannungen und speichert diese Werte auf Magnetbändern ab. Durch diese Abtastintervalle wird zwar der Frequenzumfang nach oben hin eingeschränkt, der Dynamikbereich ist dafür aber ungefähr hundertmal größer, was die Aussteuerung im Feldbetrieb erheblich vereinfacht.

Mit diesem Datenmaterial können nun eine Reihe von Korrektur- und Vergleichsprozessen durchgeführt werden, die bei analoger Bearbeitung zeitraubend und ungenau waren, sofern sie sich mit Analoggeräten überhaupt praktizieren ließen. Bei den statischen

Korrekturen wird der Einfluß der Höhe des Schußpunktes und des Geophonpunktes über einem Bezugsniveau auf die Schalllaufzeit reduziert, wobei als Unterlage die topographischen Angaben benutzt werden. Spezielle Programme verbessern diese Korrekturen weiter, so daß Refraktionseinsätze auf Geraden und Reflexionseinsätze auf Hyperbeln liegen. Anschließend bestimmt der Geophysiker anhand besonderer Seismogramme die Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen für verschiedene Laufzeitbereiche. Sind Soniclogs vorhanden, so kann er sich theoretische Laufzeitkurven und Geschwindigkeitsprofile errechnen lassen. Durch den Vergleich dieser Geschwindigkeitsprofile mit den Seismogrammen können meist multiple Reflexionen erkannt werden.

Bei der anschließenden dynamischen Korrektur werden die Hyperbeln „echter“ Reflexionen völlig „eingeebnet“, die Hyperbeln von Multiplen jedoch nur abgeflacht (Voraussetzung hierfür ist allerdings die richtige Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten). Ist ein Untergrundpunkt mehrfach überschossen worden, so müssen sich nun für diesen auf den einzelnen Seismogrammen die gleichen Laufzeiten ergeben. Addiert man die zeitgleichen Amplituden aller, einen Untergrundpunkt betreffenden Spuren, so ergibt sich eine Verstärkung der Einsätze für die Reflexion longitudinaler Wellen, eine Abschwächung jedoch aller übrigen Einsätze; bei z. B. „6facher Überdeckung“ ist ein Untergrundpunkt 6fach übermessen worden, es werden also 6 Spuren summiert.

Sowohl statische als auch dynamische Korrekturen ließen sich, wenn auch wesentlich ungenauer, mit den analog arbeitenden Magnetbandgeräten durchführen. Frequenz- und Geschwindigkeitsfilterungen sowie die Dekonvolution, d. h. die Reduktion der stark nachschwingenden Einsätze auf „Nadelimpulse“ werden teilweise erst während der Berechnung den Aufnahmeverhältnissen angepaßt und sind somit nur in digitaler Datenverarbeitung möglich. Nach Bedarf kann man mit weiteren Programmen das Nutzsignal/Störsignalverhältnis verbessern.

Aus den genaueren Geschwindigkeitsanalysen ergeben sich bessere Teufenangaben. Da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit seismischer Wellen von den elastischen Eigenschaften der Gesteine abhängig ist, kann man u. U. aus Geschwindigkeitsänderungen Schlüsse auf gesteinsphysikalische Variationen ziehen.

Verbesserungen des signal/noise-Verhältnisses spielen speziell bei den Oberflächenverfahren eine Rolle, wie bei WEIGHT-DROPPING, Dymoseis- und Vibroseis-Verfahren^{®1)}, bei denen sich die Oberflächenwellen ja besonders störend bemerkbar machen.

Die Seeseismik ist durch die Einführung des Luftpulsers als Schallerzeuger stark gefördert worden. Mit diesem Verfahren konnte die Profilleistung (ca. 2500 km im Monat) bedeutend gesteigert werden, so daß Computer mit einer mittleren Kapazität mit der Auswertung voll ausgelastet sind. Außerdem arbeitet man heute nur mit einem einzigen Schiff, während früher aus Sicherheitsgründen bei der Anwendung von Sprengstoff zwei weitere Boote nötig waren.

5. Synthese

Die Ausführungen über die Lagerstättenbildung sollen zuerst verwertet werden. Die sehr komplex zusammengesetzten Kerogene, mit 85–95% der Hauptanteil der organischen Substanz in Nichtreservoirgesteinen, können bei höheren Temperaturen (350–400° C) in gesättigte und ungesättigte Kohlenwasserstoffe umgewandelt werden. Unter Berücksichtigung der Temperatur/Zeit-Kurve von ABELSON (1964), derzufolge der Faktor Temperatur durch den Faktor Zeit z. T. quantitativ ersetzt werden kann, darf gefolgert werden, daß Kohlenwasserstoffbildung bei wesentlich geringeren Temperaturen möglich ist. In größeren Teufen können sich deshalb Crack-

1) ® Trade Mark u. Service Mark der Continental Oil Co.

und Umbildungsprozesse vollziehen, wobei Erdöl, vor allem aber Erdgas entsteht. Generell darf deshalb im tieferen Stockwerk von Sedimentbecken mit einer größeren Anzahl von Erdgaslagerstätten gerechnet werden als im oberen. Auch die Entstehung von Erdgaslagerstätten durch den Prozeß der Nachinkohlung aus tief abgesenkten Steinkohlenflözen untermauert die oben gemachten Ausführungen.

Organische Substanz ist mit $3,2 \times 10^{15}$ t in den Sedimenten der Welt verbreitet und übertrifft die Weltkohlenvorräte um das 500–1000fache (McIVER 1967, S. 25). Wenn nur ein Teil der Kerogene über Crackprozesse in tieferen Stockwerken in Kohlenwasserstoffe umgewandelt wird, kann mit enormen, nicht kalkulierbaren Reserven an Kohlenwasserstoffen gerechnet werden.

Die Entwicklung von Produktion und Reserven an Erdöl zeigt, daß mit einer durchschnittlichen Zuwachsrate von ca. 8% bzw. von 5,7% zwischen 1958 und 1970 der Primärenergieträger Mineralöl einer ständig steigenden Nachfrage unterworfen war, die durch Bereitstellung von Reserven gedeckt werden konnte. Das Verhältnis zwischen Förderung und Reserven hat sich zwar im ersten Drittel der letzten Dekade verschlechtert, liegt jedoch 1970 bei 31,8:1.

Die statistischen Werte über die Produktion und Reserven an Erdgas zeigen eine stürmische Nachfrage und einen kontinuierlichen Anstieg an Reserven, doch lag die Relation zwischen Welterdgasförderung und Reserven 1970 noch bei 44:1.

Wenn man eine Energiebilanz für die nächste Dekade konzipiert, dann dürfte – von seiten der Reserven her gesehen – keine Angebotsminderung von Erdöl und Erdgas am Energiemarkt auftreten, aber letztlich reguliert die Wirtschaftlichkeit eines Erzeugnisses den freien Markt, d. h. die Wirtschaftlichkeit der Energieprodukte wird den prozentualen Anteil der verschiedenen Primärenergieträger festlegen.

Der Kostendruck auf Erdöl, ausgelöst durch die Produktionsländer, wird zwangsläufig dazu führen, die Exploration auf Kohlenwasserstofflagerstätten in politisch stabilen Ländern zu intensivieren, die bereits erschlossenen standortgünstigen Erdgaslagerstätten der EWG in noch höherem Maße zu nutzen und vielleicht Ostimporte stärker zu berücksichtigen. Im EWG-Bereich werden deshalb die Zuwachsraten des Primärenergieverbrauchs quantitativ allmählich stärker durch Erdgas als durch Erdöl abgefangen. Dadurch steigt der prozentuale Anteil von Erdgas am Gesamtenergiemarkt stürmisch weiter an.

Um einen groben Überblick über die Aufteilung des Primärenergieaufkommens der EWG im Jahre 1980 zu erhalten, wurde eine Trendanalyse durchgeführt, wobei die durchschnittlichen Veränderungen der einzelnen Energieträger gegenüber dem Vorjahr unter Benutzung der Zahlenangaben aus „Energiestatistik“ über die Jahre 1953–1970 zugrunde gelegt wurden:

Steinkohle	— ca. 0,4%	Erdöl	+ ca. 11,7%
Braunkohle	+ ca. 1,4%	Erdgas	+ ca. 19,9%
Wasserkraft und Kernenergie	+ ca. 5,6%		

Die unten aufgezeigten Berechnungsergebnisse sind unter der Annahme eines jährlich um etwa 5% kontinuierlich steigenden Energiebedarfs zustande gekommen und haben deshalb nur bei dieser Zuwachsrate Gültigkeit; auch dürfen politische Maßnahmen, die eine extreme Verlagerung verursachen, nicht eintreten.

Diese hypothetischen Verbrauchsziffern, als Absolutzahlen und als Prozentzahlen des Gesamtaufkommens berechnet, ergeben für die einzelnen Energieträger folgende Anteile:

Steinkohle	ca. 4%	Erdöl	ca. 70%
Braunkohle	1–2%	Erdgas	ca. 21%
Wasserkraft und Kernenergie	4%		

Die größte Unsicherheit liegt hierbei in der Wachstumsrate des Erdgaskonsums, der in bezug auf das Gesamtenergieaufkommen nicht linear, sondern exponentiell ansteigt. Wenn man die eingependelten Verhältnisse eines freien Marktes, nämlich den der USA berücksichtigt und die dortigen Verhältnisse auf die EWG projiziert, kann der Anteil von Erdgas am Primärenergiemarkt erheblich höher liegen als angenommen wurde.

Durch den oben zitierten Kostendruck auf Rohöl durch die Erzeugerländer wird Erdgas aus Lagerstätten des EWG-Raumes eine zunehmend größere Rolle spielen, so daß der Anteil von Erdgas auf Kosten von Erdöl schneller wächst. 1980 dürfte deshalb der Energieträger Rohöl unter dem errechneten Wert aus der Trendanalyse liegen, nämlich zwischen 55–70% und Erdgas über dem errechneten Wert, nämlich zwischen 20–35%.

6. Zusammenfassung

Statistische Untersuchungen über die Welterdölsituation, unter Verwertung von Zahlenangaben von 1958–1970 zeigen eine schwach fallende Relation von Produktion zu Reserven, aber die Relation von 31,8:1 für 1970 weist ausreichende Vorräte aus.

Das Verhältnis von Erdgasreserven zur Förderung bezifferte sich 1970 auf 44:1 und zeigte während der letzten Jahre eine schwach steigende Tendenz.

Die Möglichkeit der Umbildung von Kerogenen in Kohlenwasserstoffe im tieferen Stockwerk von Sedimentbecken durch Crackprozesse, fernerhin die Annahme der Erdgasentstehung aus tief versenkten Steinkohlenflözen durch Nachinkohlung machen es wahrscheinlich, daß eine größere Anzahl von tiefgelegenen Kohlenwasserstofflagerstätten zu erwarten ist. Der technische Fortschritt ermöglicht ihre Exploration und Exploitation, so daß für die nächsten Dekaden genügend Vorräte zur Verfügung stehen.

Nach einer Trendanalyse wird Erdgas am Primärenergiemarkt der EWG 1980 mit ca. 20%, wahrscheinlich jedoch mit einem Wert zwischen 20–35% vertreten sein und seinen Anteil in den folgenden Dezennien weiter ausbauen.

Summary

Statistic evaluations made upon the world crude oil situation comprising data from 1958 to 1970 result in a slight declining reserve/production ratio, but the rate of 31,8:1 for the year 1970 demonstrates a sufficient stock of crude oil. The reserve/production rate of gas was slightly ascending and amounted to 44:1 in 1970.

The possibility of transforming kerogen into hydrocarbons by crack processes being effective within the lower stockwerk of sedimentary basins, furthermore the assumption of gas generation via the process of late carbonization permits to postulate the existence of a greater number of deeply located oil and gas deposits which may even nowadays be explored and exploited due to technical progresses made in recent years; thus, there will not arise any shortage of hydrocarbons for the next decades.

Within the European Common Market, gas will be represented as an constituent of the energy market with about 20% according to a trend analysis, probably, however, with a value ranging between 20–35% and will continuously increase its participation.

Schriftenverzeichnis

- ABELSON, P. H.: Organic Geochemistry and the Formation of Petroleum. — Proc. Sixth World Petrol. Congr., Sect. I, S. 397—407, Frankfurt 1963.
- ALI-ZADE, A. A. & SCHOIKHET, P. A.: Geological-geochemical conditions of the transformation of organic matter in the sediments of the Caspian Sea. — Proc. Seventh World Petrol. Congr., **2**, S. 517—531, Amsterdam 1967.
- BENTZ, A. & MARTINI, H. J.: Lehrbuch der Angewandten Geologie. — **2**, Teil 1, 1355 S., 457 Abb. u. 112 Tab., Stuttgart 1968.
- BISCHOFF, G.: Die Energierohstoffvorkommen und ihre weltwirtschaftliche Nutzung. — Die Erde, **99**, S. 115—131, Berlin 1968.
- BOIGK, H.: Wo steht die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland heute? — Erdöl und Kohle, **24**, S. 279—289, Hamburg 1971.
- , HARK, H. U. & SCHOTT, W.: Oil migration and accumulation at the northern border of the lower Saxony basin. — Proc. Sixth World Petrol. Congr., Sect. I, S. 435 bis 456, Frankfurt 1963.
- BORTFELD, R.: Moderne Seismik dringt in größere Tiefen vor. — Erdöl und Kohle, **24**, S. 289—298, Hamburg 1971.
- BRONGERSMA-SANDERS, M.: On Conditions Favouring the Preservation of Chlorophyll in Marine Sediments. — Proc. Third Petrol. World Congr., Sect. I, S. 401—413, Den Haag 1951.
- BURCHARD, H. J.: Die Rolle des Mineralöls im Strukturwandel des Energieverbrauchs. — Erdöl und Kohle, **24**, S. 365—369, Hamburg 1971.
- BURGBACHER, F.: Energieprobleme in Europa. Möglichkeiten einer Lösung. — Jb. Bergbau, Energie, Mineralöl und Chemie, **60**, S. 13—41, Essen 1967.
- EISMA, E. & JUNG, J. W.: Fundamental Aspects of Organic Matter and the Formation of Hydrocarbons. — Proc. Seventh World Petrol. Congr., **2**, S. 61—72, Amsterdam 1967.
- EMERY, K. O.: The Sea of Southern California — a modern Habitat of Petroleum. — 366 S., New York, London 1960.
- ERDMAN, J. G.: Some Chemical Aspects of Petroleum Genesis as Related to the Problem of Source Bed Recognition. — Geochimica et Cosmochimica, **22**, S. 16—36, Oxford 1961.
- Geochemical Origins of the Low Molecular Weight Hydrocarbon Constituents of Petroleum and Natural Gases. — Proc. Seventh World Petrol. Congr., **2**, S. 13—24, Amsterdam 1967.
- GERLACH, D.: Öl in der Stromwirtschaft. — Oel, **9**, S. 108—112, Hamburg 1971.
- HARK, H. U. & PORT, H.: Neue Erdöl- und Erdgasexplorationsgebiete in der Welt. — Erdöl und Kohle, **21**, S. 133—137; **21**, S. 193—198, Hamburg 1968.

- HECHT, F.: Migration, Tektonik und Erdöl-Lagerstätten im Gifhorner Trog (Nordwestdeutschland). — *Erdöl und Kohle*, **12**, S. 305—315, Hamburg 1959.
- , HEDEMANN, N. A. & KABELAC, F.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Erdölfelder am Nordwest-Rand des Gifhorner Troges. — *Geol. Jb.*, **74**, S. 559—600, 19 Abb., 3 Tab., Hannover 1957.
- HEDBERG, H. D.: *Geologic Aspects of Origin of Petroleum*. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **48**, S. 1755—1803, Tulsa 1964.
- *Geologic Controls on Petroleum Genesis*. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 3—12, Amsterdam 1967.
- HEDEMANN, H. A.: Zur Frage der Kohlenwasserstoffgase im Oberkarbon. — *Erdöl und Kohle*, **16**, S. 833—841, Hamburg 1963.
- HUNT, J. M.: Geochemical data on organic matter in sediments. — *Proc. Int. Sci. Oil Conf.*, Budapest 1962.
- & Jameson, G. W.: Oil and organic matter in source rock of petroleum. — *Habitat of oil*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, S. 735—746, Tulsa 1958.
- KALINKO, M. K.: Förderung und Vorräte an Erdöl und Erdgas. — *Z. angew. Geol.*, **15**, S. 345—347, Berlin 1969.
- KISIELOW, W. & WDOIARZ, S.: Geochemical investigations of crude oil from the Carpathians and and Carpathian foreland in Polen. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 533—549, Amsterdam 1967.
- LEVORSEN, A. I.: *Geology of Petroleum*. — 724 S., San Francisco, London 1967.
- LOUIS, M. C. & TISSOT, B. P.: Influence de la Température et de la Pression sur la Formation des Hydrocarbures dans les Argiles à Kérogène. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 47—60, Amsterdam 1967.
- McIVER, R. D.: Composition of Kerogen-Clue to its Role in the Origin of Petroleum. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 25—46, Amsterdam 1967.
- MEINSCHEN, W. G.: Origin of Petroleum. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **43**, S. 925 bis 943, Tulsa 1959.
- MEKHTIEV, SH. F.: Oil and gas pools in Cenozoic sediments of Azerbaijan in the light of latest investigations. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 543—551, Mexiko, Amsterdam 1967.
- ORR, W., EMERY, K. O. & GRADY, J.: Preservation of Chlorophyll Derivates in Sediments off Southern California. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **42**, S. 925—962, Tulsa 1958.
- PEER, V. A.: Mineralöl im Ostblock. — *Oel*, **9**, S. 164—166, Hamburg 1971.
- ROYAL DUTCH/SHELL-GRUPPE: Die Suche und Förderung von Erdöl. Eine Betrachtung der Royal-Dutch/Shell-Gruppe. — *Oel*, **9**, S. 156—161, Hamburg 1971.
- RÜHL, W.: Entölung von Erdöllagerstätten durch Sekundärverfahren. — *Beih. geol. Jb.*, **4**, 286 S., 137 Abb., Hannover 1952.
- Unterirdische Großraumlagerung von gasförmigen und flüssigen Kohlenwasserstoffen. — *Erdöl und Kohle*, **24**, S. 299—309, Hamburg 1971.
- SCHULTEN, R.: Die Anwendung von nuklearer Energie für die Energieerzeugung in der Zukunft. — *Erdöl und Kohle*, **24**, S. 334—337, Hamburg 1971.
- STAHL, W. J.: Zur Methodik der ¹²C/¹³C-Isotopen-Untersuchungen an Erdgasen. — *Erdöl und Kohle*, **20**, S. 556—559, Hamburg 1967.
- Zur Herkunft nordwestdeutscher Erdgase. — *Erdöl und Kohle*, **21**, S. 514—518, Hamburg 1968.
- TREIBS, A.: Chlorophyll und Häminderivate in bituminösen Gesteinen, Erdöl, Erdwachsen und Asphalten. — *Angew. Chem.*, **44**, S. 683—686, 1936.
- WEBER, G. (edit.): *International Petroleum Encyclopedia* 1971. — 367 S., Abb., Tab., Kten., Tulsa (petroleum Publ.) 1970.
- VASSEOVICH, N. B.: Mikronjeft. — *Trudy WNIGRY*, **132**, S. 131—162, Moskau 1959.
- , VISOTSKI, J. V., GUSEVA, A. N. & OLENIN, V. B.: Hydrocarbons in the Sedimentary Mantle of the Earth. — *Proc. Seventh World Petrol. Congr.*, **2**, S. 37—46, Amsterdam 1967.

- WEEKS, L.: Worldwide review of petroleum exploration. — Proc. Sixth World Petrol. Congr., General Volume, S. 231—282, Frankfurt 1963.
- WELTE, D. H., Über die Beziehungen zwischen Erdölen und Erdölmuttergesteinen. — Erdöl und Kohle, **17**, S. 417—428, Hamburg 1964.
- Zur Entwicklungsgeschichte von Erdölen auf Grund geochemisch-geologischer Untersuchungen. — Erdöl und Kohle, **20**, S. 65—77, Hamburg 1967.
- WIEGAND, H.: Moskau, 8. Welterdölkongreß. — Oel, **9**, 7, S. 186—191, Hamburg 1971.
- Die Abschlüsse der Großen. — Oel, **9**, S. 172—174, Hamburg 1971.

Statistische Werte wurden entnommen aus folgenden Zeitschriften:

- Energiestatistik, 1965, **6**, S. 18, 19; 1967, **4**, S. 20, 21; 1969, **1**, S. 20, 21; 1969, **3—4**, S. 20, 21; 1971, **1—2**, S. 12, 13, Statistisches Amt der europäischen Gemeinschaften Luxemburg, Brüssel.
- Erdöl und Kohle, Erdgas und Petrochemie, 1959, **12**, S. 452, 453; 1960, **13**, S. 214, 215; 1961, **14**, S. 222; 1961, **14**, S. 430, 431; 1962, **15**, S. 330, 331; 1963, **16**, S. 430, 431; 1964, **17**, S. 506, 507; 1965, **18**, S. 412—414; 1966, **19**, S. 550, 551; 1967, **20**, S. 538, 539; 1968, **21**, S. 446, 447; 1969, **22**, S. 504, 505; 1969, **22**, S. 792; 1970, **23**, S. 540, 541; 1971, **24**, S. 62, 64; 1971, **24**, S. 262, 263, Hamburg.
- Jahrbuch für Bergbau, Energie, Mineralöl und Chemie, 1969, **62**, S. 828, 829; 1970, **63**, S. 829, 830, 834, 835, Essen.
- Kohle und sonstige Energieträger, 1962, S. 94, 132, 136, 138, 158, 178, 186, Brüssel.
- Oel, 1971, S. 145, 166, 183, 184, Hamburg.
- Zeitschrift für Angewandte Geologie, 1969, **15**, S. 346, 347; 1971, **17**, S. 69, Berlin.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 251–257	2 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Lateritische Basaltverwitterung und Bauxit im Bereiche der Wetterau-Schwelle

Von

DIETER HEIM, Mainz*

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Es wurden Laterite und Bauxite im Raum Ostheim–Rüdigheim (Wetterau) untersucht. In einer Ziegeleigrube S Ostheim enthält der hier aufgeschlossene Löß eine periglaziale, präezemzeitliche Aufpressung einer Lateritmasse, die aus einem etwas festeren Kern mit porphyrischer Reliktstruktur und einem lehmartigen Mantel besteht, der zahlreiche Gibbsitknauern enthält. Die Kernmasse setzt sich vorwiegend aus Fireclay-Mineralen und Fe-Hydroxiden (unter diesen vor allem Goethit) zusammen, das Material des Mantels zusätzlich aus Gibbsit. Als Zersetzungsprodukte der Feldspateinsprenglinge in der Kernmasse treten ausschließlich Fireclay-Mineralen auf. Ein chemisch gefundener hoher TiO_2 -Anteil des Kernes wie auch des Mantels läßt sich auf einen entsprechenden Ilmenitanteil zurückführen. Im inneren Mantel wurden ebenfalls noch feinkörnige Reliktstrukturen gefunden. Der äußere Mantel enthält dagegen mindestens teilweise umgelagertes Material und Beimengungen von (?) Lößlehm. In Roterden aus der Umgebung von Rüdigheim findet man lokal Häufungen von großen Gibbsitknauern. Insgesamt zeigen diese Böden nach ihrer Zusammensetzung aus vorwiegend Fireclay-Mineralen und Fe-Hydroxiden eine große Ähnlichkeit mit dem Lateritmaterial von Ostheim.

I. Einführung

Laterite und Bauxite sind als teilweise sekundär umgelagerte oder auch autochthone fossile Verwitterungsprodukte von Basalten vor allem im Vorderen Vogelsberg weitverbreitet und seit langer Zeit bekannt. Die lateritische Verwitterung begann im Miozän und reichte in das Unterpliozän hinein (z. B. SCHENK 1953 u. 1965, TOBIEN 1953). Eine erste umfangreiche Untersuchung und Deutung der Laterite und Bauxite des nordwestlichen Vogelsberges wurde durch HARRASSOWITZ (1922) durchgeführt. Die eingehende petrographische Bearbeitung der Vorkommen bei Merlau in jüngerer Zeit und mit modernen Methoden durch FRIEDRICH-LAUTZ (1963) bestätigte die Deutung von HARRASSOWITZ sowie vieler älterer Autoren, daß es sich bei diesen Erscheinungen um eine fossile Verwitterung und nicht etwa um einen postvulkanischen Basaltzersatz handelt.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. D. HEIM, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Lateritische Zersetzungsprodukte haben sich nach REINACH (1899b), SCHOTTLER (1922) und WENZ (1922 u. 1924) auch etwa 40 km weiter südlich auf den Steinheim-Dietesheimer Basalten erhalten. Weniger bekannt sind dagegen Laterite zwischen diesen Vorkommen etwa S der Wetterau-Schwelle geworden, obwohl solche bereits 1899 von REINACH erwähnt wurden. Auf diese Vorkommen wurde ich aufmerksam anlässlich einer mit Herrn Prof. A. SEMMEL durchgeführten Begehung der aufgelassenen Ziegeleigrube S Ostheim. Die hier aufgeschlossene Lößwand enthält einen Aufbruch zersetzten basaltischen Materiales. Frühere bessere Aufschlußverhältnisse zeigten nach SEMMEL durch den Aufbruch verursachte Aufpressungen pleistozäner Horizonte, und es entstand die Frage, ob es sich bei diesem basaltischen Aufbruch um einen sehr jungen Vulkanismus handeln könne oder ob er periglazial zu deuten sei. Die sich an diese Frage anknüpfenden petrographischen Untersuchungen erwiesen, daß der Aufbruch aus lateritischem Material besteht und veranlaßten mich zu einer etwas eingehenderen Untersuchung sowohl der Zersetzungsprodukte dieses Aufschlusses wie auch von Roterden in der weiteren Umgebung, über die hier einmal zusammenfassend berichtet werden soll.

II. Geologische Verhältnisse

Lateritische Roterden und Bauxite treten innerhalb des hier untersuchten Raumes lokal unter der Lößbedeckung zutage vor allem SE und E von Rüdigheim (Bl. Altstadt) sowie zwischen Rodheim v. d. H. und Nieder-Wöllstadt „Beim Schlingelborn“ (vgl. hierzu auch WENZ 1936, S. 29). Unter der Lößdecke sind sie nach Bohrverzeichnissen von REINACH (1899a) vermutlich im gesamten Raum Rüdigheim-Rommelshausen-Ostheim weitverbreitet.

Die südliche Aufschlußwand der im Herbst 1970 stillgelegten Ziegeleigrube ca. 1000 m SSW vom Zentrum Ostheim zeigt einen Lateritaufbruch im Löß, der schematisch nach den augenblicklichen Aufschlußverhältnissen (dh. April 1971) in der Abb. 1 dargestellt ist. Der Aufbruch hebt sich vor allem durch violette und braunrote Farben von den Lößlehm und Lössen der Aufschlußwand ab. Aufnahmen von SEMMEL aus der Zeit des letzten Abbaues zeigen sehr eindrucksvolle Aufpressungserscheinungen des Aufschlusses. So überdeckt eine später erfolgte Rutschung an der linken Flanke des Aufbruches (Abb. 1) nach SEMMEL alt- bis mittelpleistozäne B_t -Horizonte, die an der Grenze zum Aufbruch z. T. senkrecht nach oben abgeknickt und z. T. überkippt wurden. Ein höherer B_t -Horizont ist durch den Aufbruch emporgewölbt und durchbrochen. Auf eine postpliozäne Aufpressung weisen weiterhin in Lößmaterial eingearbeitete Schlieren eines an der Sohle der Wand anstehenden tertiären Tones über der rechten Flanke des Aufbruches. Etwa 1,80 m über der z. Z. aufgeschlossenen Kuppe treten ungestörte Relikte eines B_t -Horizontes auf, der nach SEMMEL vermutlich in das Eem zu stellen ist. Im Hangenden folgt darauf weiterhin ungestörter Würm-Löß mit dem Paudorf-Horizont. In einem Einschnitt rechts neben dem Aufbruch liegen an der Sohle der Grube die oben erwähnten Tone von grüngrauer bis braungelber Farbe und vermutlich jungtertiären Alters. Sie werden abgeschlossen durch einen dunklen Horizont mit organogener Restsubstanz. Darauf folgen die ältesten hier aufgeschlossenen Lößlehme, welche 0,1–0,2 m über ihrer Basis einen Rothorizont enthalten, der sich nach der petrographischen Unter-

suchung als Laterit erwies. Offenbar stammt das lateritische Material von dem nur wenige Meter entfernten Aufbruch ab und weist somit darauf hin, daß dieser nach der ersten hier erhaltenen Lößsedimentation, jedoch vor der präemzeitlichen Hauptaufpressungsphase noch an der damaligen Oberfläche zutage trat. Es muß also auch der Zersatz des Materiales vor der Hauptaufpressung stattgefunden haben. Diese ist damit kaum anders als periglazial zu deuten.

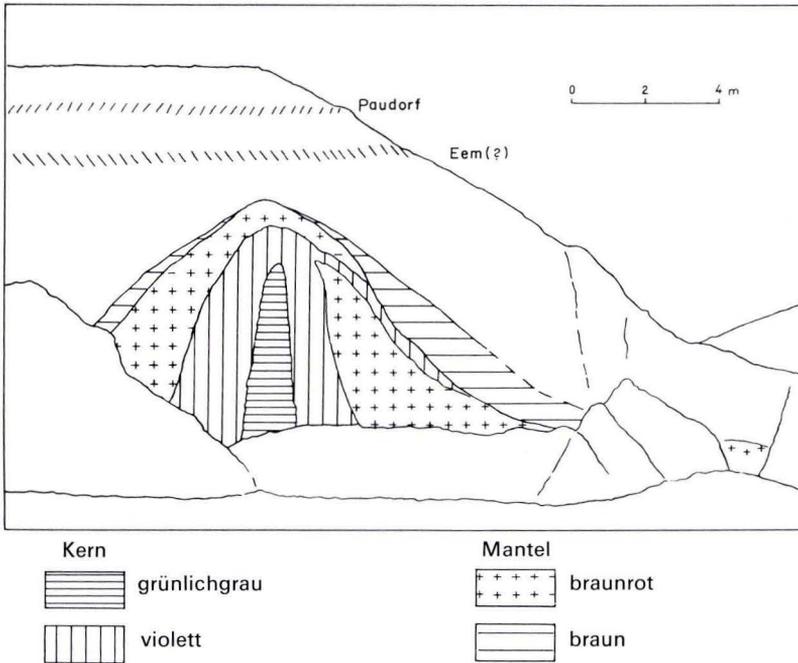


Abb. 1. Lateritaufbruch im Löß, Ziegelei S Ostheim.

Die nachfolgend beschriebenen Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen zeigen weiterhin eine gewisse Intensivierung der Stoffumsetzungen vom Kern zum Mantel des Aufbruches und weisen damit wiederum auf eine exogene Verwitterung als Ursache des Zersatzes. Man wird vermuten, daß für die auch a. a. O. nachgewiesene außerordentlich tiefgründige Basaltverwitterung im Westen und Südwesten des Vogelsberges neben klimatischen Voraussetzungen CO_2 -haltige Gewässer und (oder) eine gewisse Reliefarmut (vgl. z. B. VALETON 1962) eine besondere Rolle spielten.

III. Petrographische Untersuchungen

a) Der Lateritaufbruch in der Ziegeleigrube Ostheim

Der Aufbruch zeigt einen etwa schalenartigen Aufbau von etwas unterschiedlichem Material. Insgesamt kann man einen festeren Kern mit porphyrischem Reliktgefüge von einem lehmartigen Mantel unterscheiden, der zahlreiche Einschlüsse von Gibbsit-

knöllchen und Knauern enthält. Der Mantel zeigt an beiden Flanken des Aufbruches eine generelle Verbreiterung von oben nach unten. Kern und Mantel sind wiederum aus Material unterschiedlicher Färbung zusammengesetzt und zwar besteht der Kern aus einem grünlichgrauen inneren und einem violetten äußeren Teil, der Mantel von innen nach außen aus braunrotem, violettem (nur an der rechten Flanke) und rötlich-braunem bis braunem Material (Abb. 1).

Die röntgendiffraktometrischen und optischen Untersuchungen ergaben nun, daß auch in festeren Teilen des innersten noch aufgeschlossenen Kernes keine unzersetzten Feldspat- und Basaltrelikte mehr auftreten. Das gesamte Kernmaterial besteht vielmehr im wesentlichen aus Fireclay-Mineralen (b-axis disordered Kaolinit) und Fe-Hydroxiden. Die Diffraktometerkurven der Fireclay-Mineralen zeigen in den 02,11-Banden mehr oder weniger deutlich die $1\bar{1}0$ - und $11\bar{1}$ -Reflexe und weisen damit auf einen unterschiedlichen, jedoch stets geringen Ordnungsgrad auch in der b-Richtung (Abb. 2). Die DTA-Kurven dieser Minerale zeigen einen scharfen endothermen Ausschlag bei ca. 550°C (der entsprechende Ausschlag von gut geordnetem Kaolinit liegt etwa bei 580°) und einen exothermen Ausschlag bei ca. 965°C . Das Fehlen jeglicher Thermoreaktionen bei Temperaturen $< 200^\circ\text{C}$ spricht gegen eine eventuelle Beimengung von Halloysit. So führten Quellversuche an dieser Substanz auch zu keinem Erfolg. Die Fireclay-Mineralen treten nun häufig als Pseudomorphosen nach Feldspat auf. Vor allem die Zersetzungsprodukte größerer Feldspateinsprenglinge bestehen gewöhnlich ausschließlich aus diesen Mineralen. Sie treten entweder regellos und äußerst feinkörnig oder in etwa geldrollenartigen Blätteraggregaten auf, welche die alten Kornformen als nahezu senkrecht aufeinander stehende Säulchen, wurmartig gewunden oder als Rosetten mit den feinkörnigen Ausbildungen zusammen ausfüllen. Ebenso durchziehen sie in feinen, ungleichmäßig verästelten weißen Äderchen und Knötchen das gesamte Kernmaterial.

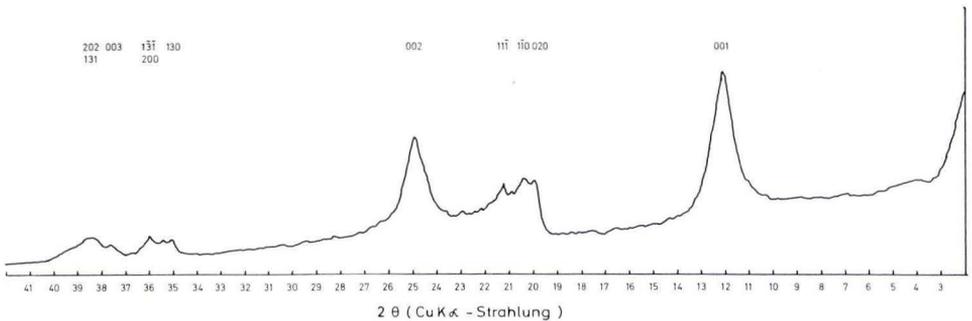


Abb. 2. Diffraktometerkurve eines zersetzten Feldspates aus dem Kern des Laterit-aufbruches: Fireclay-Mineral.

Im Schliff findet man außer alten Feldspatformen auch noch zahlreiche Umrißformen von Olivin, die teilweise oder vollständig von gelbbraunen bis rotbraunen Fe-Hydroxiden mit häufig einem äußeren dunklen bis opaken Saum ausgefüllt sind, wie sie auch von FRIEDRICH-LAUTZ (1963) beschrieben wurden. Unter den Fe-Mineralen

überwiegt nach den Diffraktometerkurven stets ein schlecht kristallisierter Goethit. In sehr viel geringeren Anteilen tritt daneben auch Magnetit und Hämatit in ungleichartiger Verteilung auf. Die unterschiedlichen Färbungen des Materiales beruhen im wesentlichen auf der ungleichartigen Verteilung der verschiedenen Fe-Verbindungen. Außer den großräumigen Farbunterschieden findet man das Kernmaterial häufig rotbraun-violett oder andersfarbig gefleckt. Der Hämatit hat sich lokal in blutrot erscheinenden mehlig-tonigen Einschlüssen angereichert. Als Titanmineral tritt Ilmenit auf, der nach Dünnschliffen das gesamte Material in kleinen skelettartigen Mineralen relativ gleichmäßig durchsetzt. Außer diesen Komponenten kann im Kern noch ein geringer Quarzanteil und Calzit auftreten. Der Calzit findet sich ausschließlich in bis mm großen Kristallen auf feinen Klüften und in kleinen Hohlräumen des Materiales angereichert.

Der Mantel besteht vorwiegend aus dem oben erwähnten braunroten Material, welches den Flanken des Kernes aufliegt. Dünnschliffe zeigen ein feinkörniges Reliktgefüge von vorzugsweise zersetzten Olivin und Feldspat. Es handelt sich beim inneren Mantel also mindestens teilweise ebenso wie beim Kern um autochthones Material. Man findet hier auch die gleichen Zersetzungsprodukte wie im Kern. Im gesamten Mantelmaterial tritt jedoch neben Fireclay-Mineralen und Fe-Hydroxiden Gibbsit als dritte Hauptkomponente auf. Stark überwiegend findet er sich in den zahlreichen mm bis dcm großen Knauern angereichert. Sie treten in knotigen, sehr unregelmäßigen Formen auf und zeigen aufgeschlagen auf den Bruchflächen grauweiße, violette und rotbraune Farben sowie häufig eine poröse oder schlackenartige Ausbildung. Neben Gibbsit enthalten diese Knauern nur sehr geringe Anteile von Fireclay-Mineralen und Fe-Hydroxiden.

Der Aufbruch wird an beiden Flanken von einem i. a. schwach rötlichbraunem Lehm sehr unterschiedlicher Dicke begrenzt, der sich vom übrigen Mantelmaterial durch Beimengung von angerundeten Quarzen unterscheidet, die durch Chlorite und Fe-Hydroxide teilweise verschuppt sind. Sie weisen auf ein randlich in den Aufbruch eingearbeitetes sedimentäres Fremdmaterial, vermutlich Lößlehm. Im übrigen unterscheidet sich jedoch der äußere Mantel weder in der Häufigkeit von Gibbsitknauern noch in seiner sonstigen Zusammensetzung wesentlich vom inneren Mantel.

Die Tab. 1 enthält chemische Analysen von einer Probe aus dem Kern, einer Probe aus dem inneren braunroten und einer Probe aus dem äußeren rötlichbraunen Mantelmaterial. Die Analyse der Probe K zeigt, daß Alkalien und Erdalkalien auch im Kern bis auf einen kleinen Rest bereits abgeführt wurden, das Al, Ti und Fe sich dagegen vielleicht gleichermaßen erhalten und relativ angereichert haben (vgl. hierzu die Analysen entsprechender Basalte in REINACH, 1899 b). Im Mantel hat nach der Tab. 1 im wesentlichen lediglich eine weitere Desilifizierung stattgefunden, die dann zur Gibbsitbildung führte. Der höhere SiO₂-Anteil der Probe M 2 spiegelt die oben erwähnte Beimengung sedimentären Fremdmaterialies in äußeren Teilen des Aufbruches wider.

b) Die Roterde bei Rüdigheim

Dieses Material ist von dkl. rotbrauner Farbe und enthält lokal cm bis dm große Gibbsitknauern von grauweißer bis rotbrauner Farbe sowie häufig blasenartigen

Hohlräumen. Insgesamt sind diese Roterden dem Mantelmaterial des Ostheimer Lateritaufbruches sehr ähnlich. Infolge vermutlicher kleiner Lößbeimengungen enthalten sie meistens einen geringen Quarzanteil. Im übrigen zeigen die Diffraktometerkurven neben Fireclay-Mineralen und Goethit lediglich einen höheren Hämatitanteil. Die Gibsitknauern lassen sich nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung nicht von denjenigen aus dem Lateritaufbruch von Ostheim unterscheiden.

Herrn Prof. Dr. A. SEMMEL danke ich den ersten Anstoß zu der hier vorliegenden Untersuchung, ich danke ihm weiterhin für gemeinsame Begehungen der Ziegeleigrube Ostheim, für Diskussionen und eine zeitliche Einstufung fossiler Braunerdehorizonte.

Tab. 1. Chemische Analysen aus dem Lateritaufbruch der Ziegelei Ostheim

	K	M 1	M 2
SiO ₂	31,70	25,68	37,72
TiO ₂	2,80	3,20	2,28
Al ₂ O ₃	28,03	30,00	27,18
Fe ₂ O ₃	19,62	21,70	15,20
FeO	1,60	2,10	1,80
CaO	0,23	0,59	0,45
MgO	0,57	0,56	0,48
MnO	0,17	0,37	0,14
Na ₂ O	0,11	0,08	0,12
K ₂ O	0,08	0,10	0,45
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,07
H ₂ O ⁺	12,22	13,12	11,72
CO ₂	—	—	—
H ₂ O ⁻	2,62	2,50	2,50
Summe	99,93	100,10	100,11

K: Violettes Kernmaterial

M 1: Braunrotes Material aus dem inneren Mantel

M 2: Rötlichbraunes Material aus dem äußeren Mantel

Schriftenverzeichnis

- FRIEDRICH-LAUTZ, I.: Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 277—317, Wiesbaden 1963.
- HARRASSOWITZ, H.: Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., **73**, Mber., S. 179—192, Berlin 1922.
- REINACH, A.: Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. St., Lief. **77**, Bl. Windecken, Berlin 1899. [1899a]
- Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. St., Lief. **77**, Bl. Hanau, Berlin 1899. [1899b]
- SCHENK, E.: Die Wetterauer Braunkohlen, ihre Stratigraphie und Tektonik und die sich daraus ergebenden Konsequenzen für den Bergbau. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 191—193, Hannover 1953.
- Tuffe, Basalt und Laterit am Oele-Berg bei Großen-Buseck, Kr. Gießen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**, S. 292—302, Wiesbaden 1965.
- SCHOTTLER, W.: Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Seligenstadt. Darmstadt 1922.

- TOBIEN, H.: Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim-Wetterau. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 191, Hannover 1953.
- VALETON, I.: Petrographie und Genese von Bauxitlagerstätten. — Geol. Rdsch., **52**, S. 448—474, Stuttgart 1962.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.
- Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, Mber., S. 215—222, Berlin 1924.
- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Rodheim, Darmstadt 1936.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 258–262	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	----------------

Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nordvogesen

Von

HANS JÜRGEN KONRAD, Mainz*

Kurzfassung: Es wird zunächst eine kurze Charakteristik des Unteren Buntsandsteins im Schwarzwald gegeben, um die wesentlichsten Merkmale zur Kennzeichnung und Abgrenzung der Schichtenfolge zu erhalten. Ein Vergleich zwischen den in den nördlichen Vogesen bisher zum Perm gestellten höchsten Partien der Kohlbächel-Schichten [von HOLLINGER (1970) als Senones-Schichten bezeichnet] und dem Tigersandstein des Schwarzwaldes zeigt, daß in den Vogesen Äquivalente des Unteren Buntsandsteins vorhanden sind. Der Untere Buntsandstein der Vogesen läßt sich somit wesentlich weiter nach Süden verfolgen, als bisher angenommen.

Im Rahmen einer Arbeit über die Perm-/Triasgrenze im südwestlichen Mitteleuropa hatte Verf. Gelegenheit, den Unteren Buntsandstein des Schwarzwaldes und faziell ähnliche Schichten in den Nordvogesen zu untersuchen¹⁾. Gemeinsame Geländebegehungen mit Dipl. Geol. J. HOLLINGER im Becken von St. Dié im Herbst 1968 ließen erstmals den Verdacht aufkommen, daß ein Teil des höchsten Rotliegenden der nördlichen Vogesen dem Unteren Buntsandstein des Schwarzwaldes entsprechen könnte. Profilaufnahmen im Gebiet der Rotliegendebecken von Weiler (Villé) und Nideck, in der Umgebung von Wangenburg, im oberen Plaine Tal und nördlich des Donon erbrachten weitere Anhaltspunkte für diese Annahme. Gleichzeitig mit diesen Untersuchungen lief eine Neubearbeitung des Rotliegenden im Becken von St. Dié durch J. HOLLINGER, dem Verf. für Führungen im Gelände und für sein reges Interesse bei zahlreichen Diskussionen danken möchte. Einen ersten Niederschlag fanden die von uns erarbeiteten Thesen über die Einstufung der höchsten Partien der Kohlbächel-Schichten (BENECKE & WERVEKE 1890) bei HOLLINGER 1970. Er stellte die von ihm als Senones-Schichten bezeichnete höchste Einheit des bisherigen Perm dem Tigersandstein des Schwarzwaldes gleich. In diesem Beitrag soll versucht werden, diese Einstufung näher zu begründen.

Betrachten wir zunächst die Schichtenfolge im Schwarzwald, um die wesentlichsten Merkmale zur Kennzeichnung und Abgrenzung des Unteren Buntsandsteins zu erhalten.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. J. KONRAD, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarktstr. 9.

¹⁾ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich zu großem Dank verpflichtet, da durch die Gewährung einer Reisekosten-Beihilfe diese Untersuchungen erst ermöglicht wurden.

Die guten Aufschlüsse in zahlreichen Wasserrissen (Schliffen) zwischen dem Baden-Oos-Trog im Norden und dem Schramberger-Trog im Süden zeigen, daß der Tigersandstein entweder auf den Fanglomeraten und Breccien des Perm oder direkt auf dem Grundgebirge auflagert. Charakteristisch für die überwiegend sandige Serie ist die Bleichung einzelner Partien, sowie eine durch Brauneisen- und Manganmulm-Tupfen hervorgerufene Fleckung.

In fast allen Profilen, in denen der Tigersandstein auf die groben, schlecht sortierten Fanglomerate des Perm folgt, findet sich ein kontinuierlicher Übergang zwischen diesen und den besser sortierten und geschichteten Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins. Diese Übergangsfazies kann maximal 15 m Mächtigkeit erreichen (z. B. Schlucht an der Hutneck bei Schramberg, Grezenbühl nördlich Alpirsbach, Hintere Berneck). Im unteren Teil der Übergangsschichten, meist schon in den Fanglomeraten des Rotliegenden beginnend, sind in Form von Knauern, Linsen oder wulstig-knolligen Lagen Karbonate angereichert, die südlich der Linie Seebach-Oberthal-Baiersbronn Karneol führen. Dieser auch als Karneol-Dolomit bezeichnete Horizont wird allgemein als Grenze zwischen Rotliegendem und Buntsandstein angesehen, aber auch teilweise als Vertretung des Zechsteins gedeutet [MEYER (1911), STRIGEL (1922), GEYER & GWINNER (1968)] oder als Grenze Rotliegenden/Zechstein interpretiert (ORTLAM 1970).

Über dem Karneol-Dolomit und der Übergangsfazies folgen besser sortierte Sandsteine, die teilweise gebleicht sein können. Zwischen ihnen finden sich nicht selten rote Schluff- und Tonsteinlagen. In den Sandsteinen dieses unteren Profilabschnittes können mehrere wulstig-knollige Dolomitlagen oder Dolomitinlinsen entwickelt sein. Sie sind teilweise in violettstichige Sande eingelagert und erinnern an die „Violetten Horizonte“ des Oberen Buntsandsteins [MÜLLER (1954), ORTLAM (1966)].

Im Hangenden dieser Karbonate und Tonsteine führenden Serie folgen Sandsteine mit guter Schichtung. Sie sind teils gebleicht, teils rot gefärbt. Auf den meist rhythmischen Aufbau einzelner Schüttungen weist LEIBER (1970) hin. Einige Profile zeigen im höheren Teil eine bogige Schrägschichtung mit Leeblättern bis zu 5 m Länge. Nach oben hin wird der Untere Buntsandstein des Schwarzwaldes von einem Geröllhorizont, dem Eck'schen Konglomerat abgegrenzt.

Zusammenfassend läßt sich der Untere Buntsandstein als eine überwiegend sandige Schichtenfolge zwischen dem Karneol-Dolomit-Horizont und dem Eck'schen Konglomerat beschreiben.

Anders als im Schwarzwald wird in den Nordvogesen die Perm/Triasgrenze bisher mit dem Einsetzen des Vogesensandsteins gezogen [BENECKE & WERVEKE (1890), MIHARA (1935), PERRIAUX (1961)]. Unterer Buntsandstein in der Fazies des Annweiler Sandsteins tritt nach PERRIAUX (1961) erst weit im Norden, in der Umgebung von Niederbronn, Lembach und Weissenburg zu Tage. Er keilt nach Süden scheinbar aus, so daß im Bereich der Rotliegendbecken von Weiler und Nideck der Vogesensandstein mit seinem Basiskonglomerat, dem Conglomérat inférieur (PERRIAUX 1961) direkt auf permischen Sedimenten lagert. Diese (permischen) Sedimente sind in ihrem oberen Teil vorwiegend sandig [Grès arkose (MIHARA 1935)]. Sie finden sich zwischen den typischen Fanglomeraten des Rotliegenden und dem Conglomérat inférieur des Vogesensandsteins nördlich der Linie Bruyères-Fraize-Ribeauvillé in den gesamten

Nordvogesen. HOLLINGER (1970) bezeichnet diese, bis zu 100 Meter mächtige Serie als Senones Schichten. Betrachten wir kurz die fazielle Entwicklung dieser Schichtenfolge.

Im Südteil des Beckens von Weiler liegen zwischen dem Karneol-Dolomit-Horizont am Top einer Fanglomeratserie und dem Conglomérat inférieur nur wenige Meter eines groben, meist gebleichten und teilweise geröllführenden Sandsteins. Nur wenige Kilometer weiter nach Norden in der Umgebung von La Vancelle und an der Franckenbourg beträgt die Mächtigkeit der Senones Schichten schon mehr als 50 m. Sie setzen sich hier aus überwiegend rot gefärbten mittel- und grobkörnigen Sandsteinen zusammen.

Eine ähnliche Entwicklung ist im Bereich des Beckens von St. Dié zu beobachten. Während nördlich von Bruyères das Conglomérat inférieur dem Perm direkt auflagert, schalten sich nach Norden und Nordwesten hin zunehmend grobe, teilweise gebleichte Sandsteine zwischen den höchsten Karneol-Dolomit-Horizont und das Konglomerat an der Basis des Vogesensandsteins ein. Im Bereich der Montagne d'Ormont erreicht die Schichtenfolge bereits mehr als 50 m Mächtigkeit. Hier finden sich im unteren Teil der Abfolge, über einem Karneol-Dolomit, einzelne dolomitische Knauern und geringmächtige Schluffsteinlagen den Grobsandsteinen eingeschaltet. Im mittleren Teil des Profils treten einzelne dünne Geröllagen auf. Ihre Komponenten, meist Gangquarz, aber auch Quarzit und Porphyry, sind kantengerundet. Der Durchmesser der Gerölle liegt unter 1 cm.

Weiter nach Nordosten finden sich im Rabodeau-Tal und im oberen Plaine-Tal weitere Profile. In einem Wasserriß bei Raon-lès-Leau, den schon BRUNZEL (1896) erwähnt, ist die Abfolge fast vollständig aufgeschlossen. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Über einem dunkel-rot-braun gefärbten Porphyry-Fanglomerat folgt zunächst eine schlecht geschichtete grobsandige Serie, die vereinzelt noch Breccienlagen und grobe Rollstücke von Porphyry enthält. In dieser Übergangsfazies findet sich eine unregelmäßig begrenzte knollige Dolomitlage, sowie kurz darüber ein brecciöser Horizont, der völlig von Dolomit durchsetzt ist. Er erreicht etwa 1 m Mächtigkeit. In dem folgenden unteren Abschnitt des Profils finden sich in den groben, teils gebleichten Sandsteinen häufig Karbonatknollen und -linsen. Im mittleren Teil sind Karbonateinschaltungen seltener und im oberen Teil nicht mehr nachweisbar. Die Sandsteine zeigen ebenfalls mit aufsteigendem Profil eine gleichmäßigere Körnung und bessere Sortierung. Im mittleren Teil der Schichtenfolge sind an der Basis einzelner Bänke eckige Porphyrygerölle eingearbeitet. Überlagert wird die Sandsteinfolge von einem Konglomerat, daß neben Gangquarz und Quarzit auch Grundgebirgsgerölle und Porphyrybruchstücke führt. Einzelne Komponenten, meist sind es die Porphyrygerölle, können Durchmesser von mehr als 5 cm erreichen. Zum Hangenden nimmt die Geröllführung ab und das Konglomerat (Conglomérat inférieur) geht kontinuierlich in den Vogesensandstein über.

Eine ähnliche Abfolge findet sich im Quellgebiet des Haselbaches und des Moosbaches etwa 5 km westlich Oberhaslach.

Nach den wenigen, meist kleinen Aufschlüssen zu urteilen, die in der Umgebung von Wangenbourg aufzufinden sind, werden die Senones-Schichten nach Norden feinkörniger. Sie sind besser geschichtet und sortiert als im Becken von Nideck.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Analog den Verhältnissen im Schwarzwald, wo der Untere Buntsandstein nach Süden auskeilt, läßt sich auch in den Vogesen südlich der Linie Bruyères-Fraize-Ribeauvillé die Abfolge der Senones Schichten nicht mehr nachweisen. Ebenso wie in der Umgebung von Schramberg, Alpirsbach und Oppenau finden sich im Becken von St. Dié und im Becken von Weiler ein oder mehrere Karneol-Dolomit-Horizonte zwischen der Rotliegendfazies und den überwiegend sandigen Senones-Schichten. Die knolligen, meist unregelmäßig begrenzten Karbonatlagen setzen auch hier bereits in den permischen Fanglomeraten ein, finden sich jedoch auch in den schon besser sortierten Sedimenten einer Übergangsfazies. Ähnlich den Verhältnissen im Schwarzwald, verliert sich auch in den Nordvogesen die Karneolführung in Richtung auf die Pfalz-Kraichgau-Senke. Im oberen Plaine-Tal, am Donon und im Becken von Nideck lassen sich lediglich Karbonat-Anreicherungen im Übergang von der Fanglomeratfazies zu den Senones Schichten feststellen. Überlagert wird die sandige Schichtenfolge im gesamten Gebiet der Nordvogesen von einem Geröllhorizont, dem Conglomérat inférieur, das dem Eck'schen Konglomerat des Schwarzwaldes vergleichbar ist.

Diese oben kurz skizzierten Gemeinsamkeiten in der faziiellen Entwicklung und im Schichtaufbau der Senones-Schichten mit dem Tigersandstein des Schwarzwaldes, berechtigen nach Ansicht des Verf. dazu, diese bisher dem Perm zugeordnete Serie als Unteren Buntsandstein zu bezeichnen.

Schriftenverzeichnis

- BENECKE, E. W. & VAN WERVEKE, L.: Über das Rotliegende der Vogesen. — Mitt. geol. L.-Anst. Els.-Lothr., **3**, S. 45—103, Straßburg 1890.
- BRÄUHÄUSER, M.: Erl. Bl. Schramberg (Nr. 129) geol. Spez.-Kte. Württemberg, Stuttgart 1909.
- BRUNZEL, K.: Das Rotliegende nördlich vom Donon. — Mitt. geol. L.-Anst. Els.-Lothr., **4**, S. 175—194, Straßburg 1896.
- BÜCKING, H.: Das Rotliegende des Breuschtales. — Mitt. Kommission f. geol. Landesuntersuch. Els.-Lothr., **2**, S. 105—109, Straßburg 1889.
- DUBOIS, G. & DUBOIS, C.: Notice explicative de la carte géologique au 1/320000 Strasbourg-Mulhouse. — Bull. Serv. Carte geol. Als. Lorr., **10**, 1, Strasbourg 1957.
- ELLER, J. P.: Carte géologique et petrographique des Vosges moyennes, partie centrale et partie orientale. — Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **14**, 1, Strasbourg 1961.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. 228 S., Stuttgart 1968.
- ECK, H. v.: Über die Gegend von Oppenau. — N. Jb. Min. etc., **1875**, S. 70—72, Stuttgart 1875.
- HOLLINGER, J.: Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. — Z. deutsch. geol. Ges., **121**, S. 79—91, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1970.
- LEIBER, J.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie des Unteren Buntsandsteins (Tigersandstein, su) und des Eckschen Konglomerates (smc 1) im Schwarzwald. — Z. deutsch. geol. Ges., **121**, S. 93—97, 2 Abb., Hannover 1970.
- MEYER, H. L. F.: Über Vertretung des Zechstein bei Schramberg. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **1**, S. 47—49, Stuttgart 1911.
- MÜLLER, E. M.: Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Sarav., **3**, S. 176—201, 6 Abb., 6 Taf., 6 Kt., Saarbrücken 1954.

- MIHARA, S.: Etude géologique et pétrographique de la région du Nideck. — Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **4**, Strasbourg 1935.
- ORTLAM, D.: Fossile Böden und ihre Verwendung zur Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **48**, S. 69—78, Stuttgart 1966.
- Die Randfazies des Buntsandsteins im Schwarzwald (dargestellt auf der Basis paläopedologischer Korrelierungen). — Z. deutsch. geol. Ges., **121**, S. 99—103, 1 Abb., Hannover 1970.
- PERRIAUX, J.: Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. — Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **18**, Strasbourg 1961.
- RENOUARD, G.: Observations sur la stratigraphie et la flore des couches stéphanienues et permienues du bassin de Villé. — Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **3**, p. 1—11, Strasbourg 1936.
- STRIGEL, A.: Das süddeutsche Buntsandsteinbecken. — Verh. naturhist. med. Ver., N.F., **16**, S. 80—465, Heidelberg 1929.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 263-275	1 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	----------------

Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz

Von

VOLKER LORENZ, Mainz*

Mit 1 Abbildung und 1 Tafel

Kurzfassung: Die lithostratigraphische Abfolge der Gesteine der Grenzlagergruppe (ro_1) in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler ist im Hangenden des Grenzlagere durch vorwiegend graugelbe, feinkörnige Ton- und Sandsteine sowie durch mehrere Kalksteinbänke gekennzeichnet, während weiter im N und SW vorwiegend konglomeratische Arkosen zur Ablagerung gelangten. Ein Gebiet relativ ruhiger Sedimentation wurde somit im N und SW von Gebieten unruhiger Sedimentation und größeren Massendurchsatzes begleitet. Mehreren rhyolithischen und basisch-intermediären Tuffhorizonten kommt tephrochronologische Bedeutung zu.

Die für die paläomorphologische Gestaltung bedeutsamen Intrusionen des Hochsteiner Rhyodacites und des ihm folgenden Donnersberg-Rhyolithes führten zu einer Erosionsphase und somit zu einer Diskordanz, die durch die Auflagerung des Rhyolithkonglomerates auf unterschiedlich alten stratigraphischen Horizonten gekennzeichnet ist.

Hinsichtlich der Tektonik sind Vulkano- und Regionaltektonik zu unterscheiden. Im Norden des Gebietes ist die Birnberg-Verwerfung mit einem Verwurf von max. 2000 m die wichtigste Störung vulkanogenen Ursprungs und auf die Intrusion des Donnersberg Rhyolithes zurückzuführen. Später wurde sie nur geringfügig reaktiviert. Die Alsenzta-Verwerfung ist die wichtigste regionaltektonische Querstörung und weist bei Hochstein zwei Äste auf, die den Hochsteiner Horst begrenzen. Fünf von sieben streichenden Störungen sind durch Absenkung der SE Scholle gekennzeichnet.

Einführung

Das bearbeitete Gebiet liegt im Nordpfälzer Bergland zu beiden Seiten des Alsenztals und der Bundesstraße 48.

Das Gebiet gehört der SE-Flanke des Pfälzer Sattels an und wird von oberrotliegenden Gesteinen aufgebaut. Nach der Gliederung von FALKE (1954) sind diese Gesteine in die Grenzlagergruppe (ro_1) zu stellen, der untersten Unterstufe des Oberrotliegenden. NE des Untersuchungsgebietes schließt der 687 m hohe Donnersberg an und besteht aus einem intrusiven Rhyolithdom.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. V. LORENZ, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

Regionale Untersuchungen, die unter anderem auch dieses oder Teile dieses Gebietes betrafen, waren von REIS (1916, 1921), REHKOPF (1958; SW der Alsenz) und SCHWAB (1958, 1967; NE der Alsenz) sowie von HEIM (1960, 1961) und SCHÄFER (1965) durchgeführt worden.

Da dieses Gebiet jedoch eine Schlüsselfunktion für die Klärung mehrerer stratigraphischer und tektonischer Probleme einnimmt, wurde es erneut im Rahmen einer Spezialkartierung analysiert.

Mächtigkeiten sind teilweise sehr schwierig zu bestimmen gewesen, da die Aufschlußverhältnisse oft schlecht und Streich- sowie Fallwerte sehr unterschiedlich sind.

Danksagung: Für fruchtbare Diskussionen möchte ich den Herren G. DREYER, K. STAFF und K. SCHWAB danken. Herr M. SCHMICKING führte die Zeichnungen aus und Frau A. STAFF tippte das Manuskript. Auch ihnen sei herzlichst gedankt.

Stratigraphie

Das Gebiet Schweisweiler-Reiterhof-Winnweiler-Kahlheckerhof wird von Gesteinen der Grenzlagergruppe (ro_1) aufgebaut. Nach SCHÄFER (1965) beginnt sie bei Schweisweiler im Hangenden der Sedimente des Unterrotliegenden (ru) mit unzersetzte K-Feldspäte führenden Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten und Fanglomeraten sowie silifizierten Tonsteinen und Tuffen. 8–35 m mächtige, scherbzig zerfallende, grüne und rötliche, rhyolithische Tuffe (I) charakterisieren den Abschluß der insgesamt 73–80 m mächtigen Gesteinsfolge im Liegenden der Grenzlager-Laven. Die von HEIM (1960/1961) untersuchten rhyolithischen Tuffe (I) sind sehr gut am Winterberg und an der Höhe 358 anhand von Lesesteinen zu beobachten (Taf. 1).

Mit den Laven des Grenzlagers — bearbeitet von EHRENBURG (1964) und SCHWAB (1968) — setzt der Deckenvulkanismus des Oberrotliegenden ein. Es sind 2–4 Lavadecken ausgebildet, die durch Sedimente oder Tuffe geringer Mächtigkeit getrennt werden. Tephrochronologische Bedeutung hat ein Lapillituff-Horizont — 5–10 m mächtig — der bei Schweisweiler unmittelbar im Hangenden der Grenzlager-Decken (dort nur I und II) und NE des Winterberges zwischen den Decken II und III auftritt (Abb. 1) Dieser Horizont enthält Pyroclastica der Eruptionen der Vulkane Rödern und Hirschberg — 9–12 km im N (LORENZ 1968, 1971 a)

NE und SE von Schweisweiler werden diese Pyroclastica an den Wegen zum Schiefer Fels und Salzberg von Sedimenten und Tuffen überlagert, der „Mischserie“, die ca. 80–90 m mächtig ist und vorwiegend aus grünlichgrauen und rötlichen, muskowitzarmen Ton- und Siltsteinen besteht, in die glimmerarme, gelbliche und rötliche Sandsteine und wenige Tuffe und Tuffite sowie im oberen Teil auch mehrere 1–2 m mächtige Bänke aus roter, z. T. konglomeratischer Arkose mit unverwitterten K-Feldspäten eingelagert sind (s. Profil, SCHWAB 1967, S. 25). SCHWAB erwähnt auch, daß am Weg zum Schiefer Fels einige Lesesteine aus Kalkstein zu finden waren. Diese Mischserie läßt sich nach SW gut verfolgen, während sie nach N wegen Schutt, einer streichenden Störung und evtl. Auskeilen nicht mehr anzutreffen ist.

Die Mischserie wird S Schweisweiler von ca. 5 m mächtigen, rötlichen, grauen und graugelblichen, rhyolithischen Tuffen (II_0) überlagert, die im N nicht nachzuweisen sind.

Bildung dar. Nach SW hin ist sie, an einer kleinen Verwerfung (s. Karte), brecciös ausgebildet und enthält an der Basis bis 20 cm große Fragmente der liegenden Rhyolithtuffe. Die Kalksteinfragmente sind eckig und im Durchschnitt nur wenige cm groß. Ein eckiges Stück Karneol wurde ebenfalls gefunden. Die Matrix besteht auch aus Kalkstein und ist bei Verwitterung durch Mn-Verbindungen braun gefärbt. Leicht verfestigter Kalkschlamm muß folglich durch Bodenunruhe (Vulkanismus?) breccisiert worden und durch Carbonat wieder „verheilt“ sein. Die Bildung der Bank bestätigt auch HEIM's (1960) Ansicht, daß die sie umgebenden rhyolithischen Tuffe in ein strömungsarmes Wasserbecken eingestreut wurden.

Am Falkensteiner Tal lagern auf diesen Tuffen zwei wenige m mächtige, zer-setzte, durch geringmächtige Sedimente und Lapillituffe getrennte Laven — die untere besteht aus Olivin-Basalt, die obere aus Andesit. Im gleichen stratigraphischen Niveau liegen auch Reste basaltischer Lava an der Höhe 397 und am Schiefer Fels.

Am Falkensteiner Tal werden die Laven von ca. 5 m mächtigen Lapillituffen überlagert, die bis kopfgroße Auswürflinge enthalten.

Die rhyolithischen Tuffe, Laven und Lapillituffe am Falkensteiner Tal wurden von SCHWAB (1967) und LORENZ (1968, 1971 b) in das Niveau des Grenzlagers gestellt. Durch diese Untersuchungen jedoch erscheint es berechtigt, diese von Birnberg-Lava überlagerte Serie ins Hangende des Grenzlagers zu stellen.

Im stratigraphischen Niveau der Lapillituffe vom Falkensteiner Tal befinden sich an der Alsenztal-Störung, gegenüber von Eisenschmelz, und SW des Thron-Felses ebenfalls Lapillituffe. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ca. 50 m und sind an der Alsenztal-Störung sehr grobkörnig. Dort enthalten sie auch bis 90 cm große Auswürflinge aus Andesit und Rhyodacit. Aufgrund der Größe der Auswürflinge ist anzunehmen, daß ein Tuffschlot — wahrscheinlich der Art, wie mehrere im N bekannt sind (LORENZ 1971 a,b) — in einer Entfernung von maximal 2 km vorliegt.

Ins Hangende der Lapillituffe an der Alsenztal-Störung sind 5–8 m mächtige Eruptivkonglomerate am E-Hang des Salzberges zu stellen. Sie enthalten bis 10 cm große, gut gerundete Gerölle aus Quarz, Rhyolith (mit Quarzphenokristallen), intermediärer Lava, gelblichem Sandstein und Quarzit. Zum Liegenden hin sind einige gelbliche Sandsteinbänke eingelagert, die durch intrusiven Rhyodacit begrenzt werden. Der Kontakt zum Hangenden hin (R 341 57 80, H 549 47 00) ist durch auflagernde rötlichgelbe, z. T. konglomeratische Arkosen und Sandsteine gegeben.

Im Falkensteiner Tal folgen über den Lapillituffen wenige m mächtige, rötliche Sandsteine und Arkosen und dann rötlich-violette, z. T. gefleckte und grobkörnige Pyroclastica. Sie werden überlagert von einer bis 70 m mächtigen Lava, die ihren Ursprung am Birnberg hat (LORENZ 1971 b) und nach EHRENBERG (1964) aus Andesit besteht. Außer am Falkensteiner Tal trifft man diese Lava noch im Alsenztal, an der Straße Eisenschmelz—Hochstein — dort mindestens bis zu 30 m mächtig — und am Bahnwärterhäuschen SW Eisenschmelz an. Der Blasengehalt nimmt von NE nach SW zu, so daß am Bahnwärterhäuschen und am Tunnel N Hochstein anzunehmen ist, daß die Lava dort nahe ihrer ehemaligen lateralen Fließgrenze ansteht.

Im Hangenden der Birnberglava folgen schlecht aufgeschlossen fein- bis grobkörnige, grünlichweiße, rhyolithische Tuffe (II_A), die ebenfalls SW der Alsenz im Hang-

enden der oben beschriebenen Arkosen in einer Mächtigkeit von ca. 30 m auftreten. Nahe der Basis ist in diese Tuffe II_A SW der Alsenz eine ebenfalls bisher unbekannte, graue, bis 30 cm mächtige Kalksteinbank eingelagert, die an drei Stellen östlich des Salzberges aufgeschlossen ist (R 341 5930, H 5494680 — R 341 5820, H 5494440 — R 341 5920, H 5494320). NW von Eisenschmelz befindet sich, wahrscheinlich im gleichen stratigraphischen Niveau, im Hangenden von Arkosen und im Liegenden des Rhyolithkonglomerates eine ähnlich ausgebildete Kalksteinbank (R 341 5880, H 5495200).

Evtl. sind die Rhyolithtuffe II_A mit den Rhyolithtuffen II identisch, so daß es sich auch nur um eine Kalksteinbank handeln würde. Da bisher jedoch keine Eruptivkonglomerate im Liegenden der konglomeratischen Arkosen NE und N des Salzberges gefunden wurden, ist diese Möglichkeit vorerst noch auszuschließen.

Die Rhyolithtuffe II_A werden NW von Hochstein und SE des Falkensteiner Tales von fein- bis grobkörnigen, maximal 60—80 m mächtigen, rhyodacitischen Tuffen überlagert — ihre genaue Zusammensetzung ist noch unbekannt. Sie sind von charakteristischer grünlicher bis grünlichgrauer Farbe und enthalten gelblichweiße Lapilli aus Rhyodacit. Ihre Herkunft ist wahrscheinlich von den Rhyodacit-schlotten Tivoli, Reiterhof oder Hochstein abzuleiten und bedarf einer speziellen Untersuchung. Gut aufgeschlossen sind diese Tuffe in einem Steinbruch N Hochstein (R 341 6050, H 5494470) und am Hochsteiner Tunnel. Nach Ablagerung dieser Tuffe intrudierte auf weite Strecken der Hochsteiner Rhyodacit, der auf S. 269 behandelt wird.

Im Hangenden der bisher beschriebenen Gesteine lagert diskordant das Rhyolithkonglomerat. Noch ins Liegende dieses Konglomerates zu stellen sind jedoch Gesteine, die in gestörter Lagerung vorwiegend im Gebiet N Hochstein auftreten:

Noch am ehesten läßt sich das Profil am Eisenbahntunnel N Hochstein stratigraphisch einordnen. Das Profil wurde bereits von SCHWAB (1967, S. 26) angeführt; hier soll es leicht abgeändert wiedergegeben werden. Die Gesteine streichen fast N—S und fallen steil nach W ein (15—20°/60—70° W).

Hangendes

- 12—15 m gut geschichtete, fein- bis grobkörnige Rhyodacittuffe
- ca. 0,5 m grünliche Tonsteine mit Kalksteinknollen
 - 0,4 m Kalksteinbank mit unregelmäßiger Unter- u. Oberfläche, z. T. verkieselt, z. T. brecciös
 - 0,2 m grünlicher Tonstein mit Kalksteinknollen
 - 0,25 m Kalksteinbank
- ca. 0,5 m grünliche Tonsteine mit Kalksteinknollen
- ca. 15 m rote Silt- und Sandsteine mit wenigen Tuffitlagen
- ca. 1 m gelb-braune Arkosen mit z. T. unverwitterten K-Feldsp.
- ca. 3,5 m rote Siltsteine, Sandsteine und wenige Tuffitlagen
- 2—3 m Eruptivkonglomerat mit Geröllen aus Rhyolith, Rhyodacit, intermediärer Lava, Quarz und Quarzit
- ca. 1,3 m rote und grüne Tonsteine

Liegendes

Das Eruptivkonglomerat und die Arkosen sind wahrscheinlich mit dem Konglomerat und den auflagernden Arkosen am E-Hang des Salzberges zu vergleichen, während die

Rhyodacittuffe am Tunnel den Tuffen NW Hochstein und SE des Falkensteiner Tales entsprechen. In diesem Profil sind im Vergleich zum Normalprofil zusätzlich die Kalksteinbänke anzutreffen, während die Rhyolithtuffe II_A fehlen. Die Kalksteinbänke könnten eine lokale Bildung darstellen und die Tuffe evtl. tektonisch unterdrückt sein, da am Tunnel ein Ast der großen Alsenzthal-Störung durchzieht (s. Karte).

300 m SE des beschriebenen Profiles stehen mit 75–85° nach W einfallende, konglomeratische Arkosen an, die zum Hangenden hin von wenigen m, biotitführenden, rhyolithischen Tuffen und blasiger, basischer Lava (ca. 1 m mächtig) überlagert werden. Evtl. sind diese Gesteine mit den Arkosen im Hangenden des Grenzlagers, den Rhyolithtuffen II und den ihnen folgenden Laven vergleichbar.

Weiter nach E stehen jenseits einer Verwerfung rhyolithische Tuffe unbekannter stratigraphischer Stellung an (135–145°/9° NW).

Noch weiter nach E, W des E-Astes der Alsenzthal-Störung steht im Wald in grünlich-grauen Tonsteinen eine 60–80 cm mächtige, bisher unbekannte Kalksteinbank an. Sie ist von graugrünllicher Farbe, z. T. verkieselt und führt Spuren von Fossilien. Zum Hangenden hin ist sie dunkelgrau und enthält Pflanzenspuren. Die Bank wird 5 m weiter im Hangenden von einer intermediären Lava gefolgt. Diese ist mindestens 2 m mächtig, blasig und sehr verwittert. Evtl. ist sie mit der Birnberglava zu vergleichen.

Das schon erwähnte, im Hangenden der bisher beschriebenen Gesteine folgende Rhyolithkonglomerat wurde vom Rhyolith des Donnersberg geschüttet. Es besteht aus Rhyolithgeröllen, zusätzlich aus wenigen anderen Eruptiva, Tuffen und Sedimenten. Komponenten aus Hochsteiner Rhyodacit wurden in einer Bohrung der Gewerkschaft Brunhilde NW Eisenschmelz (REE, mündl. Mitt. 1970) nachgewiesen, ebenfalls sind sie im Konglomerat SW von Hochstein enthalten, wie schon REHKOPF (1958) feststellte. Die Korngröße des Konglomerates nimmt von NE nach SW hin ab, während Zurundung, Gehalt an Matrix, Tonsteininlagerungen und Qualität der Schichtung zunehmen. Karneolausscheidungen sind vor allem im Bereich des Falkensteiner Tales anzutreffen.

Das Rhyolithkonglomerat liegt im N, am Galgenberg, diskordant auf Schichten der Kuseler Gruppe (ru₁), N des Kirschbaches (150 m SE des Falkensteiner Tales) auf nicht genauer eingestuftem Sedimenten der Lebacher (ru₂) oder Kuseler Gruppe (ru₁), am Birnberg auf Birnberglava, am Schiefer Fels auf Rhyodacit und Lava im Hangenden der Rhyolithtuffe II und unmittelbar westlich Hochstein auf Rhyodacittuffen. Stratigraphisch und paläomorphologisch gesehen liegt die Basis des Konglomerates im Bereich Birnberg, Schiefer Fels und Eisenschmelz 50–100 m tiefer als im Bereich Hochstein. Im N besteht es fast nur aus Rhyolith, W Hochstein hingegen enthält es sehr viel Rhyodacit und ist dort nur ca. 30 m mächtig. Im übrigen Gebiet läßt sich aufgrund von Erosion und Tektonik nur die Liegend- bzw. Hangendgrenze auskartieren, folglich auch keine maximale Mächtigkeit angeben. Bei Eisenschmelz beträgt die Mächtigkeit jedoch mindestens 80–100 m. Es stehen sich somit in fast gleicher Entfernung vom Liefergebiet, dem Donnersberg, zwei Ablagerungsgebiete gegenüber: Im N besteht das Konglomerat fast nur aus Rhyolith und ist sehr mächtig, im S liegt die Basis 80–100 m höher, ist relativ geringmächtig und enthält auch andere Gesteine. Von Hochstein aus nach SW hin verringert sich die Mächtigkeit der Gesteine zwischen der Basis des Konglomerates und der Hangendgrenze der Rhyolithtuffe bis auf 50 m, wodurch das Konglomerat SW des Kahlheckerhofes auf viel älteren Gesteinen und ca. 100 m

tiefer liegt als bei Hochstein. Dieses Übergreifen auf ein tieferes stratigraphisches Niveau ist auch von S nach N am Kahlheckerhof festzustellen, wo 300 m NNW des Hofes das Konglomerat nur 30 m im Hangenden der Rhyolithtuffe II liegt.

Vor Ablagerung des diskordant auf die verschiedenen Gesteine übergreifenden Konglomerates muß folglich eine Erosionsphase die verschiedenen Schichten zwischen der Prä-Erosions-Erdoberfläche (= Top der Rhyodacittuffe) und der Konglomeratbasis entfernt haben. Das Minimum der maximalen Mächtigkeit dieser erodierten Gesteine beträgt am Schieferfels ca. 100 m, E des Falkensteiner Tales (E des Kirschbaches) wahrscheinlich nur wenige m, d. h. vom Falkensteiner Tal nach NW und W nahm die Erosionsdiskordanz zu. Das gleiche ist von Hochstein aus nach SW hin zu verzeichnen. Nach Ansicht des Verf. ist diese Erosionsphase wahrscheinlich zum größten Teil auf die Vulkanotektonik des Donnersberg-Rhyolithes zurückzuführen (s. S. 270). Die Lage der Konglomeratbasis steht in deutlicher Beziehung zum Niveau der jetzigen Hangendgrenze des intrusiven Rhyodacites von Hochstein. Je höher die Hangendgrenze liegt, umso höher liegt die Basis des Konglomerates. Die beträchtlichen Unebenheiten in der Morphologie (bis zu 180 m), die durch die relativ oberflächennahe Intrusion des Rhyodacites bestanden haben mußten, wurden während der Erosionsphase weitgehend ausgeglichen. Da im Süden jedoch die Hangendfläche des Rhyodacites morphologisch höher lag als im N, liegt im S auch die Basis des Konglomerates höher als im N. Die durch die Erosion entstandene Senke im N wurde bei der Konglomerat-Schüttung wohl zuerst zugeschüttet, während im S der Rhyodacit bei Hochstein noch der Erosion preisgegeben war und erst später bedeckt wurde.

Die Schichten im Hangenden des Rhyolithkonglomerates interessieren in dieser Untersuchung weniger. Sie beginnen mit roten, grünen und grauweißen Tonsteinen, Siltsteinen und seltenen Arkosen und enthalten, nach REIS (1916), E der Eisenschmelz Kalksteinbänke. Weiter zum Hangenden hin folgen Rhyolithtuffe (III) und die von SCHWAB (1965, 1967) bearbeiteten Laven des Winnweiler Lagers. 30–50 m in ihrem Hangenden folgt die 1 m mächtige Jakobsweiler Kalksteinbank (REIS 1916; SCHWAB 1967), die sich von Kirchheimbolanden über 18 km nach SW bis W der Alsenz verfolgen läßt. Diese Bank gehört bereits der Waderner Gruppe (ro₂) an, die auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels besonders durch das 100–150 m im Hangenden folgende Quarzitkonglomerat gekennzeichnet ist.

Intrusiva und Schlote

Einen großen Teil des Gebietes nimmt der von EHRENBURG (1964) petrographisch bearbeitete Hochsteiner Rhyodacit ein. REIS (1916, 1921) hielt ihn für effusiv, während REHKOPF (1958) und SCHWAB (1958, 1967) annahmen, daß er intrusiv und jünger als das Rhyolithkonglomerat ist. Ein Zufuhrkanal liegt am Gasthaus Tivoli vor, wo aus höherem Niveau abgesunkene Tuffe und Tuffite (27/30 NW) auftreten. Der Rhyodacit erstreckt sich vom Tivolischlot aus als lagergangähnliche Intrusion nach NE, E und SW. Am Arleberg intrudierte er zwischen Rhyolithtuffen II und der Basaltlava in ihrem Hangenden, am Steinberg z. T. im Hangenden dieser Lava, z. T. in die Rhyolithtuffe II, am Falkensteiner Tal zwischen Lapillituffe und Rhyolithtuffe II_A, am Salz-

berg im Niveau der Grauserie, Rhyolithtuffe II bis Rhyodacittuffe. Am Felswald N Hochstein lagert der Rhyodacit im Hangenden der Birnberglava und wurde dort vom Zufuhrkanal SE des Hochsteiner Tunnels gefördert. Am Reiterhof umgibt der Rhyodacit einen bereits beschriebenen Tuffschlot (LORENZ 1971 b).

Nahe der Basis ist der Rhyodacit meist brecciös (z. B. R 341 6450, H 549 4660; dort mit Karneol). Blasenzone, die auf oberflächennahe Intrusion hinweisen sind am Salzberg und Kahlheckerhof anzutreffen.

Da das höchste Intrusionsniveau im Bereich der Rhyodacittuffe W Hochstein liegt, muß der Rhyodacit erst nach ihrer Ablagerung intrudiert sein. Da das ihm auflagernde Rhyolithkonglomerat bereits Rhyodacit-Gerölle enthält (s. S. 268) muß der Rhyodacit älter als das Konglomerat sein (s. a. LORENZ 1971 b).

Die Vulkanöschlote des Birnberg und von Falkenstein, sowie ihre Intrusiva wurden bereits behandelt (LORENZ 1971 b). Einige kleinere Intrusiva im NE des Gebietes sind für diese Arbeit ohne Bedeutung. Der im NE schon außerhalb des Gebietes anstehende Rhyolith des Donnersberg hingegen war für die Entwicklung des Gebietes von großer Bedeutung. Auf ihn sind das Rhyolithkonglomerat, die Diskordanz an dessen Basis und die Vulkanotektonik (s. u.) im NE des Gebietes zurückzuführen.

Tektonik

Vulkanotektonik

Die Vulkanotektonik am Birnberg und am Falkensteiner Schlot ist bereits behandelt worden (LORENZ 1971 b). Durch calderaartige Absenkungen an Förderkanälen könnte die Lage der fast vertical stehenden Gesteine SE des Hochsteiner Rhyodacitzufuhrkanales und die Lage der nach NW einfallenden Tuffe und Tuffite am Rhyodacitzufuhrkanal bei Tivoli erklärt werden.

Wichtig für das gesamte Gebiet war die Vulkanotektonik in der Umgebung des Donnersberges. Dort intrudierte der Rhyolith und schleppte seine ihm auflagernden Sedimente, Pyroclastica und Vulkanite domartig an. Radiale und ringartige Verwerfungen wurden angelegt (SCHWAB 1958, 1967; LORENZ 1965, 1968).

Eine dieser radialen Verwerfungen schneidet den Birnberg-Schlot und läßt sich nach SE entlang dem Kirschbach bis zum Rhyolithkonglomerat verfolgen. Am Kirschbach fallen NE der Störung bisher ungliederte Schichten der Kuseler und Lebacher Gruppe steil nach NW ein, während SW der Störung die Rhyolithtuffe und Rhyodacittuffe nach SE einfallen. Im Bereich des Kirschbaches beträgt der stratigraphische Verwerfungsbetrag ca. 2000 m. Zu beiden Seiten der Verwerfung liegt, z. B. am Birnberg, Rhyolithkonglomerat, jedoch kaum verworfen. Folglich muß die Verwerfung durch die Rhyolithintrusion gebildet worden, älter als das Rhyolithkonglomerat und jünger als die Rhyodacittuffe sein. Da keine Erosionsprodukte in der Gesteinsfolge SW der Störung zu finden sind, besteht kein Hinweis, daß an dieser Verwerfung bereits vor Ablagerung der Rhyodacittuffe Bewegungen stattfanden. Somit ist bewiesen, daß die beachtliche Vulkanotektonik hervorrufende Aufstieg des intrusiven Rhyolithes erst in die Zeit nach der Ablagerung der Rhyodacittuffe fällt, und nicht, wie KONRAD & SCHWAB (1970) annehmen, in die Zeit der Ablagerung der Grenzlager-Laven.

Am Kirschbach wird die Birnberg-Verwerfung durch eine streichende Störung gekreuzt. An ihr wurden im NE Sedimente der Kuseler Gruppe (incl. Feistkonglomerat) gegenüber den ungegliederten Schichten der Kuseler und Lebacher Gruppe im NW angehoben, während im SE Sedimente der Kuseler Gruppe bis ins Niveau der Rhyodacittuffe gehoben wurden. Am Galgenberg wird diese Verwerfung von Rhyolithkonglomerat überlagert.

Die Birnberg-Verwerfung endet im NW abrupt an einer streichenden Störung, die ihre erste Anlage ebenfalls durch die Rhyolithintrusion erfahren hat (s. a. S. 272 und LORENZ 1971 b).

Vulkanotektonischen Ursprungs ist auch die nach E gerichtete Neigung der Schichten am E Abhang des Salzberges. Diese Schichten wurden durch die Intrusion des Salzberg Rhyodacites verstellt, der die Eruptivkonglomerate z. T. auch unterlagert und wahrscheinlich in diesem Bereich eine steil nach SE—E geneigte Intrusionsbahn aufweist.

Regionaltektonik

Querstörungen

Eindeutig regionaltektonischen Ursprungs ist die schon lange bekannte Alsenztal-Störung. Sie läßt sich von Dörnbach, 4 km NW Schweisweiler, nach SE bis nach Sippersfeld über eine Entfernung von 13 km verfolgen. Die NE Scholle ist bei Imsweiler ca. 150 m, bei Schweisweiler ca. 240 m und E Winnweiler ca. 80—100 m relativ abgesunken. Zwischen Eisenschmelz und Winnweiler besteht die Alsenztal-Störung aus zwei parallel zueinander laufenden Ästen, die ungefähr „en echelon“ angeordnet sind (s. Karte). Der von SE aus kommende Ast läßt sich noch N Kupferschmelz an Calcit-ausscheidungen und unterschiedlicher Orientierung benachbarter Gesteine erkennen und ist nach NW hin an der scharfen NE-Grenze des Hochsteiner Rhyodacites am Felswald erkennbar. Bei Eisenschmelz begrenzt dieser Ast das Rhyolithkonglomerat und endet an einer streichenden Verwerfung, deren SE-Scholle gegenüber der NW-Scholle um ca. 150–170 m relativ angehoben wurde.

Der NW-Ast der Alsenztal-Störung legt SW Eisenschmelz Rhyolithkonglomerat neben Rhyolithtuffe II und Bröckeltuffe, verläuft nach SE durch den Bereich des N Hochsteiner Tunnels, durch Hochstein und legt S Hochstein das Rhyolithkonglomerat und die Rhyolithtuffe III neben Rhyodacit. Am Kohlhübel biegt er, vermutlich unter weitgehendem Verlust seines Verwerfungsbetrages, von NNW-SSE nach SE ab. Am Kohlhübel wird der Versetzungsbetrag von einer erst E-W, dann NE-SW streichenden Störung übernommen, die die beiden Verwerfungsäste verbindet und an der Bahnlinie (R 341 6860, H 5493620) am Kontakt von ungefrittetem Tonsteinen mit Rhyodacit und an Calcit-ausscheidungen erkennbar ist. An ihr wurde der Rhyodacit gegenüber den Gesteinen im S um ca. 200 m relativ angehoben.

Das ca. 0,7 km² große Gebiet zwischen den beiden Störungsästen stellt somit einen Horst dar, wie schon REIS (1916, 1921) erkannte. Dadurch befinden sich Gesteine aus dem Liegenden des Rhyolithkonglomerates scheinbar im Hangenden des Konglomerates. Intrusion des Hochsteiner Rhyodacites auf der Alsenztal-Verwerfung zur Zeit des jüngsten Rotliegenden, der Rötelschiefer, wie es REHKOPF (1958) und SCHWAB (1967) annehmen, ist aufgrund dieser Untersuchung abzulehnen.

Mehr oder weniger parallel zur Alsenztal-Verwerfung verlaufen im Untersuchungsgebiet mehrere Querstörungen, so die Verwerfungen am Arleberg und an der Schlucht des Falkensteiner Tales. Ihre Verwurfshöhen betragen max. mehrere 10 m.

E Eisenschmelz ist im Rhyolithkonglomerat (R 341 76 60, H 549 51 80) ein Bündel von kleinen Querstörungen ausgebildet, die Harnische mit horizontaler Striemung aufweisen. Die Striemung weist auf eine Bewegung der SW Schollen nach NW hin. Horizontale Striemen sind auch bei einigen kleinen Störungen nördlich von Eisenschmelz im Rhyolithkonglomerat zu beobachten.

An der durch die Vulkanotektonik des Donnersberg-Rhyolithes angelegten Birnbergverwerfung fanden auch zu einem späteren Zeitraum wohl auf die Regionaltektonik zurückzuführende Bewegungen statt. Das Rhyolithkonglomerat, das jünger als die Anlage der Störung ist, wurde sowohl am Birnberg als auch zwischen Falkensteiner Tal und Kirschbach verworfen, und zwar gegensinnig zur vulkanotektonischen Bewegung. Die NE-Scholle wurde um ca. 10–20 m abgesenkt, ein eindeutiger Hinweis, daß der bis 2000 m betragende Verwurf und die Anhebung der Gesteine im NE Prä-Rhyolithkonglomerat-Alter haben und auf die Intrusion des Donnersberg-Rhyolithes zurückzuführen sind.

Streichende Störungen

Einige der streichenden Störungen waren REIS (1916, 1921) schon bekannt, wurden jedoch bei späteren Untersuchungen nicht bestätigt.

Bei der im NW des Gebietes die Grenzlager-Laven begrenzenden Störung wurde auf ihre vulkanotektonische Anlage bereits S. 271 hingewiesen. Eine spätere Auflebung wird jedoch auch zu vermuten sein. In einem kleinen Bacheinschnitt W des Birnberges (R 341 64 50, H 549 74 30) liegen auf gleicher Höhe neben Lava rötliche Ton- und Sandsteine aus dem Hangenen des Grenzlagers. Die SE-Scholle wurde folglich an der Verwerfung abgesenkt. Am Wintersberg beträgt der Verwurf ca. 70 m und nimmt auf 1,5 km Entfernung nach NE bis zum Degensbach auf ca. 120 m zu. N und NE des Birnberges wurde diese Verwerfung bereits früher erfaßt (LORENZ 1956). Dort ist die SE-Scholle vulkanotektonisch um ca. 600 m angehoben worden.

An der wahrscheinlich auch vulkanotektonisch angelegten Verwerfung an der Höhe 401, SE des Birnberges, sind auch post-rhyolithkonglomeratische Bewegungen festzustellen, da das Konglomerat SE der Verwerfung angehoben wurde (inzwischen erodiert). Der Verwurfbetrag dieser 2. Bewegung beträgt wahrscheinlich nur mehrere 10 m.

Ebenfalls mehrere 10 m wurde die SE-Scholle der das Alsenztal SE Tivoli querenden streichenden Störung abgesenkt.

Die von Eisenschmelz nach NE ins Falkensteiner Tal ziehende Störung weist NE Eisenschmelz den gleichen Bewegungssinn auf. An der Schlucht des Falkensteiner Tales scheint ein Störungsast abzuzweigen und nach NE in die große vulkanotektonische Störung am Kirschbach und Galgenberg überzugehen. Im SW, bei Eisenschmelz, bildet die streichende Störung eine der beiden Verbindungen der beiden Äste der Alsenztal-Störung und damit die NW-Begrenzung des Hochsteiner Horstes.

SE dieser streichenden Störung folgt E Eisenschmelz eine weitere. An ihr sind Schichten aus dem Hangenen des Rhyolithkonglomerates im SE abgesunken. Der

Absenkungsbetrag der SE-Scholle nimmt nach NE, auf einer Entfernung von 500 m, um ca. 100 m zu. Die Verwerfung setzt sich wahrscheinlich nach NE hin fort und bedingt den Verwurf SE der Schlucht des Falkensteiner Tales.

An fünf der streichenden Störungen im Untersuchungsgebiet wurde die SE-Scholle abgesenkt. Bei zweien dieser Störungen nimmt der Verwurf nach NE hin beträchtlich zu. An den meisten Querstörungen wurde ebenfalls die NE-Scholle abgesenkt.

Zwei streichende Störungen mit abgesenkten SE-Schollen konnten vom Verf. auch SE Kriegsfeld und E Mörsfeld, 20 km NE des Untersuchungsgebietes, auskartiert werden.

Es wäre somit möglich, daß die streichenden Verwerfungen im Untersuchungsgebiet, SE des Pfälzer Sattels, und die von Schweisweiler nach NW und von Winnweiler nach SE an Verwurfshöhe abnehmende Alsenztal-Störung für die Ansicht BERTHOLD's (1971) sprächen, daß der Pfälzer Sattel durch Aufwölbung infolge vertikaler Bewegungen in seinem Untergrund und nicht durch Einengung gebildet wurde.

Geologische Geschichte des Gebietes

Im Liegenden des Grenzlagers wurden im Untersuchungsgebiet in strömungsarmen Gewässern die rhyolithischen Tuffe I abgelagert. Auf sie ergossen sich 2 Laven des Grenzlagers. Anschließend fanden Eruptionen mehrerer Vulkane statt, unter anderen des Rödern und Hirschberg im Norden, die über weite Gebiete ihre Tephra ablagerten. N des Birnberg ergossen sich noch zwei Laven des Grenzlagers. Im N und SW des Gebietes folgten nach der Sedimentation der Mischserie konglomeratische Arkosen, die für schnelle Sedimentation sprechen, während gleichzeitig im Gebiet von Schweisweiler ruhigere Verhältnisse herrschten, wie feinkörnige, graue Sedimente anzeigen.

Die rhyolithischen Aschen (II) wurden wieder in Stillwässern abgelagert, wie auch durch die in ihnen liegende Kalksteinbank am Salzberg angedeutet wird.

Nach der rhyolithischen Aktivität setzte wieder basischer bis intermediärer Vulkanismus ein, bezeugt durch die Bröckeltuffe und Laven des Falkensteiner Tales. Am Birnberg fanden dann die Tephra-Eruptionen des Birnberg-Vulkanes statt und endeten nach einem Caldera-Einbruch mit dem Ausfließen der Birnberg-Lava nach E und S.

Nach den vielleicht nur lokal abgelagerten Eruptivkonglomeraten und Arkosen, die auf größere Transportgeschwindigkeit hinweisen, wurden wieder in strömungsarmen Gewässern die Rhyolithtuffe II_A und eine weitere Kalksteinbank abgelagert.

Eruptionen rhyodacitischer Vulkane, — als Ausbruchsort kommen die Schlotte von Tivoli, Reiterhof und Hochstein in Frage — lagerten mächtige Tephra ab und wurden durch die Intrusion des Hochsteiner Rhyodacites gefolgt. Anschließend brach der Falkensteiner Vulkan aus (LORENZ 1971 b).

Durch die Eruptionen und Intrusionen der Rhyodacit-Vulkane von Falkenstein und Hochstein wurde ein Relief geschaffen, das Höhenunterschiede bis zu ca. 180 m aufwies. Dieser vulkanischen Aktivität folgte die sehr bedeutende Intrusion des Donnersberg Rhyolithes. Der Rhyolith hob ungefähr ab Niveau des Feistkonglomerates alle jüngeren Gesteine domartig an und schleppte sie zur Erdoberfläche empor. Dieses

aus ca. 2000 m mächtigen Gesteinen bestehende, in sich gestörte Dach des Rhyolithes kann sich folglich, läßt man sofort einsetzende Erosion außer acht, ca. 2000–2500 m über der Umgebung erhoben haben. Nimmt man eine vertikale Intrusionsgeschwindigkeit des Rhyolithes von 2 m/Tag an, so dauert ein Aufstieg von 2000 m ungefähr 3 Jahre. Die steil angeschleppten Gesteine fielen der Erosion aufgrund des sehr großen Höhenunterschiedes sicherlich sehr schnell und wahrscheinlich z. T. während der Rhyolithintrusion zum Opfer. Erst nachdem sich der Höhenunterschied sehr ermäßigt hatte und der rhyolithische Kern des Berges freigelegt war, konnten die Erosionsprodukte auch in der unmittelbaren Umgebung des Berges abgelagert werden; vorher war es bei dem großen Gefällsgradienten nicht möglich.

Während dieser Erosionsphase wurde im Gebiet des Hochsteiner Rhyodacites auch das Lokalrelief umgestaltet und fast alle Gesteine im Hangenden des Rhyodacites abgetragen. Dadurch lag dem relativen Hochgebiet bei Hochstein im N das tiefer abgetragene Gebiet von Eisenschmelz und Schweisweiler gegenüber. Diese Höhenunterschiede wurden jedoch durch das vom Donnersberg geschüttete Rhyolithkonglomerat ausgeglichen.

Anschließend sind im Gebiet SE Eisenschmelz wieder relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse zu verzeichnen, die durch großenteils feinkörnige und vielfach graue Gesteine und Carbonate gekennzeichnet sind. Es folgen später die Rhyolithtuffe II und die Laven des Winnweiler Lagers; unterdessen geht am Donnersberg die Erosion des Rhyolithes und in seiner unmittelbaren Umgebung die Ablagerung des Rhyolithschuttes weiter.

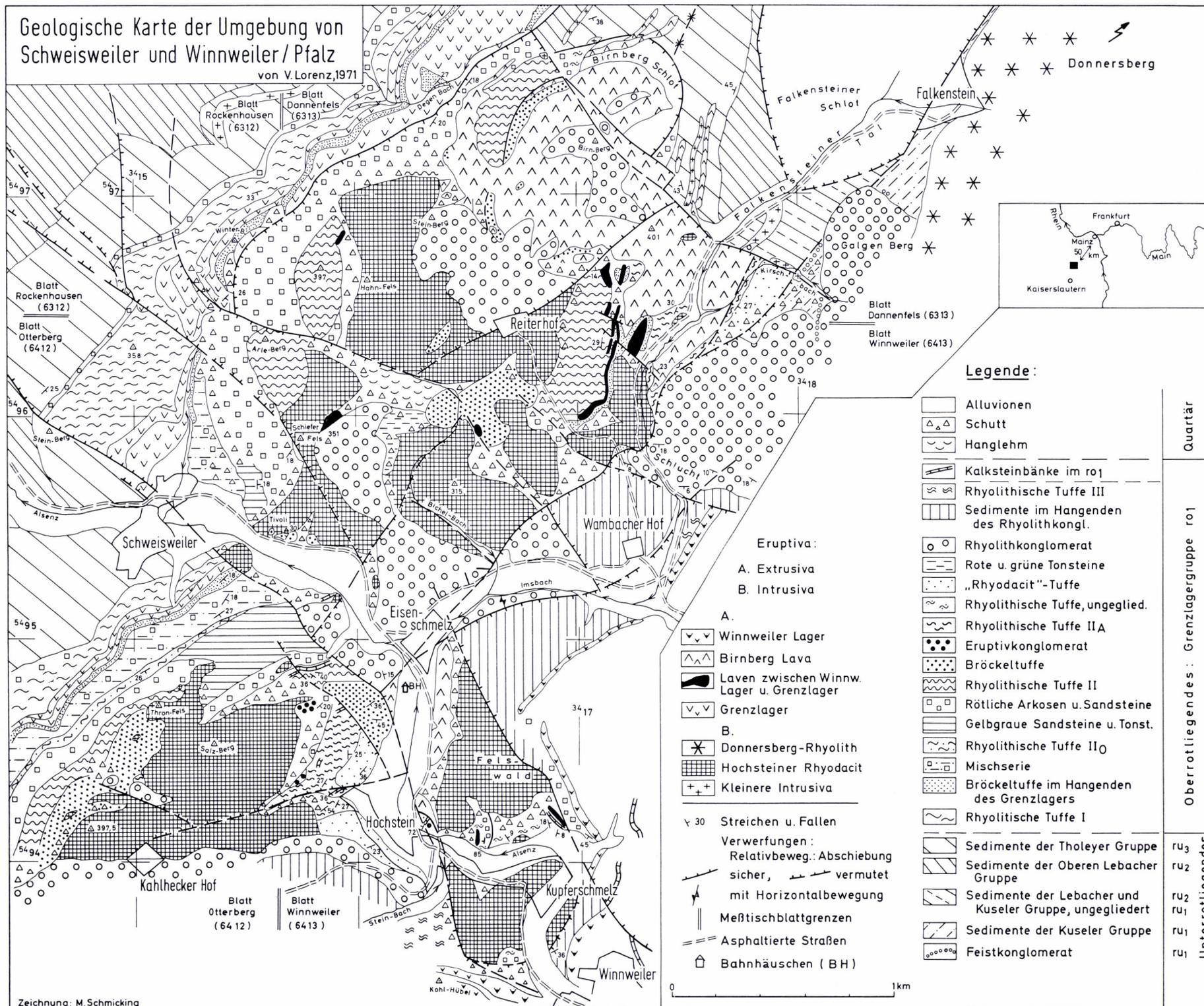
Das Gebiet von Schweisweiler und Hochstein hebt sich von seiner Umgebung in folgenden Punkten ab:

Vom Grenzlager an sind bis zum Winnweiler Lager hin fast immer graue, feinkörnige Sedimente abgelagert worden, während im N und SW die Sedimentation von konglomeratischen Arkosen vorherrschte. In diesem Bereich ist, durch die grauen Farben und Pflanzenhäcksel angezeigt, ein relativ höherer Gehalt an organischer Substanz zur Ablagerung gelangt. Diese für relativ ruhige Verhältnisse sprechenden klastischen Sedimente enthalten zusätzlich bis 80 cm mächtige Kalksteinbänke, die ebenfalls für ruhige Bedingungen sprechen. Die Ablagerung von konglomeratischen Arkosen im N und SW spricht hingegen für unruhigere Sedimentation und stärkeren Massendurchsatz. Wahrscheinlich handelt es sich im Gebiet von Schweisweiler-Hochstätten um einen ruhigeren Bereich zwischen zwei stärker durchströmten Gebieten.

Erstaunlich ist, daß selbst nach dem Vulkanismus und der Ablagerung des Rhyolithkonglomerates im gleichen Gebiet — SE Eisenschmelz — wieder ruhigere Bedingungen herrschten als weiter im SW und NE. Erst nach den Effusionen des Winnweiler Lagers herrschen über weite Bereiche gleiche Bedingungen, wie auch die weite Verbreitung der Jakobsweiler Kalksteinbank andeutet.

Schriftenverzeichnis

- BERTHOLD, G.: Zur Bruch- und Intrusionstechnik im südwestlichen Bereich des Pfälzer Sattelgewölbes. Diss., 133 S., Mainz 1971.
- EHRENBERG, K. H.: Petrographische Untersuchungen an den Magmatiten des „Grenzlagers“ und des „Hochsteiner Lagers“ in der Umgebung des Donnersberges. Diss., 83 S., Mainz 1964.



- FALKE, H.: Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **36**, S. 32—53, Stuttgart 1954.
- Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. — Geol. Rdsch., **48**, S. 66—76, Stuttgart 1959.
- Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rdsch., **54**, S. 208—224, Stuttgart 1964.
- Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **46**, S. 35—51, Stuttgart 1964.
- HEIM, D.: Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Beitr. Mineral. u. Petrogr., **7**, S. 281—317, Berlin 1960.
- Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 337—399, Wiesbaden 1961.
- KONRAD, H. J. & SCHWAB, K.: Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**, S. 181—192, Wiesbaden 1970.
- LORENZ, V.: Zur Geologie der Umgebung von Rockenhausen und Gerbach/Pfalz. Dipl.-Arbeit, 82 S., Mainz 1965.
- Zur Genese neuentdeckter Vulkanschote in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. — Geol. Rdsch., **57**, S. 189—198, Stuttgart 1967.
- Zur Geologie einiger Vulkanschote im Rotliegenden der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. Diss., 124 S., Mainz 1968.
- Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahe area, southwest Germany. — Geol. Rdsch., **60**, S. 924—948, Stuttgart 1971. [1971a]
- Vulkanische Calderen und Schlotte am Donnersberg/Pfalz. — Oberrhein. geol. Abh., **20**, S. 21—41, Karlsruhe 1971. [1971b]
- NEUFFER, F. O.: Zur Geologie im Raume Gehrweiler–Imsweiler–Dörrmoschel–Reichsthal. Dipl.-Arbeit, 70 S., Mainz 1968.
- REHKOPF, H. G.: Das Rotliegende im Raume Schallodenbach–Höringen–Winnweiler an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. Dipl.-Arbeit, 40 S., Mainz 1958.
- REIS, O. M.: Die allgemeinen und besonderen geologischen Verhältnisse des Erzgebietes am Donnersberg. — In SCHMIDT, C. & REIS, O. M.: Zur Kenntnis des Donnersberggebietes. — Geognost. Jh., **28**, Jg. f. 1915, S. 63—90, München 1916.
- Erl. Bl. Donnersberg (Nr. XXI) geognost. Kte. Bayern 1:100000, 320 S., München 1921.
- SCHÄFER, K.: Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an den Basis-schichten des Oberrotliegenden an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. Diss., 146 S., Mainz 1965.
- Zur Petrofazies der unteren Grenzlagergruppe (Oberrotliegendes) zwischen Kirchheimbolanden und Kollweiler/Pfalz. — Mitt. Pollichia, III. R., **12**, S. 47—56, Bad Dürkheim 1965.
- SCHWAB, K.: Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. — Dipl.-Arbeit, 35 S., Mainz 1958.
- Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. — Mitt. Pollichia, III. R., **14**, S. 13 bis 55, Bad Dürkheim 1967.
- Die Verbreitung der effusiven Vulkanite auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels und ihre Stellung im Profil des Oberrotliegenden. — Mz. naturw. Arch., **7**, S. 105—119, Mainz 1968.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 276–282	1 Abb.	1 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	--------	----------------

Der Paläo-Rhyolith auf dem Leisberg bei Schloßböckelheim und seine geologische Umgebung

Von

JÖRG F. W. NEGENDANK, Trier*

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 1 Tafel

Kurzfassung: Es wird ein Oberrotliegendprofil beschrieben, das mit den phäno-basaltischen Laven der Grenzlagergruppe beginnt und sich mit intermediären Pyroklastika fortsetzt. Im oberen Teil besitzen die Pyroklastika sauren Chemismus, gefolgt von einem Rhyolithstrom, der in früherer Zeit (GEIB 1938) als Intrusiv gedeutet wurde. Sowohl dieser Rhyolith (= Biotitporphyrit GEIB 1938) als auch das sog. „Grenzlagerkonglomerat“ und der gesamte geologische Verband erfahren eine neue genetische Interpretation.

Einleitung

Das fluidale Gefüge des auf dem Leisberg (nördlich Schloßböckelheim) anstehenden Rhyoliths gab den Anstoß zu einer erneuten Untersuchung dieses Komplexes (Bl. Waldböckelheim). In der Literatur (GEIB 1938) wurde das Vorkommen als Intrusion beschrieben. Zur Klärung der Frage, ob es sich um eine Intrusion oder Effusion handelt, wurde der geologische Rahmen noch einmal kartiert. Weitere Probleme traten dabei auf, die jedoch in dieser Arbeit nur angeschnitten werden können, jedoch später an anderer Stelle dargelegt werden sollen.

GEIB (1938, S. 83f.) beschreibt die hier bearbeiteten Schichten unter der Rubrik: „Die Waderner Schichten von Tal- und Schloßböckelheim“ und deutet die über dem „Grenzlagerkomplex“ liegenden Schichten als grobkörnige Aufarbeitungsprodukte der porphyritischen Laven und die Porphyritbrekzie im Liegenden des Biotit-porphyrits als Gehängeschutt eben dieses Biotitporphyrits, den er als apophysenähnlichen Stock des Lemberg-Massivs interpretiert. Für GEIB (1938) sind also diese Ablagerungen mit Ausnahme des Porphyrites eine spezielle Fazies der Waderner Schichten. . . „Nach N zu verschwinden Basalkonglomerat und Porphyritbrekzie allmählich und verzahnen sich mit den Waderner Schichten der normalen Ausbildung“. Das fluidale Gefüge des Porphyrits wird als „innermagmatische Fließ- oder Bankungsercheinung“ beschrieben.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. F. W. NEGENDANK, Sedimentologisch-Bodenkundliches Labor der Phys. Geographie der Universität, 55 Trier, Schneidershof.

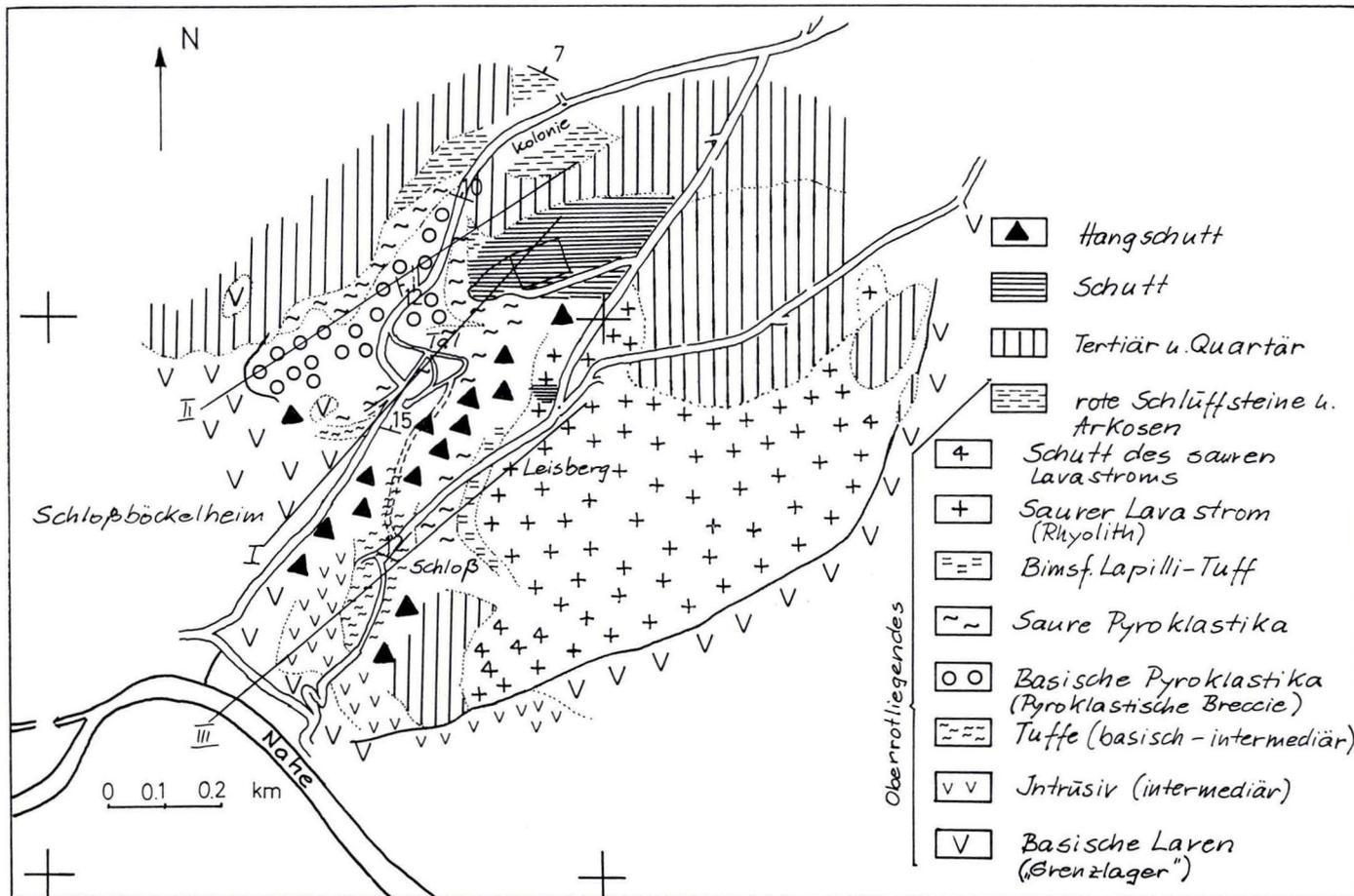


Abb. 1. Geologische Karte von Schloßböckelheim.

Tektonisch heben für GEIB (1938) die eben beschriebenen Waderner Schichten als Muldenschluß der Talböckelheimer Mulde nach SW hin aus.

Geologische Situation

Der Grenzlagerkomplex – eine Folge phäno-basaltischer und intermediärer Laven und intrusiver, intermediärer Vulkanite, deshalb „komplex“ genannt, – umgreift hufeisenförmig Pyroklastika und den sauren Vulkanit am Leisberg, im Hangenden gefolgt von roten Arkosen und Tonsteinen. Nach NE hin überdecken tertiäre und quartäre Schichten die Struktur des nach NE geöffneten „Hufeisens“.

Drei SW-NE-Profile mögen die Verhältnisse verdeutlichen (s. auch Abb. 1):

Profil I: Von der Straße im Nahetal zum Ort Schloßböckelheim-Tal.

Profil II: Westl. Profil I, auf dem Schäfersberg beginnend und im Ortsteil „Kolonie“ endend.

Profil III: Vom Nahetal über die Schloßruine und den Ortsteil Schloß zum Leisberg führend.

Profil I: Über phäno-basaltischen, blasenreichen Laven liegt am südlichen Orts- eingang von Schloßböckelheim-Tal konkordant ein roter, feingeschichteter Tuff, in den im unteren Teil einzelne bis 60 cm große, phäno-basaltische Blöcke eingestreut sind. Über diesem etwa 4 m mächtigen, z. T. blockführenden Tuff folgen 6 m mächtige, blockführende Lapillisteine und Lapilli-Tuffe, in denen die Blöcke aus einem dichten (felsitischen), intermediären Gestein bestehen.

Darüber setzen Lapilli-Breccien ein, überwiegend aus sauren (rhyolithischen) Vulkaniten sich aufbauend. Im Einfallen sind diese Lapilli-Breccien bei Zunahme der Blockgröße bis in den Ortskern Schloßböckelheim-Tal zu verfolgen.

Von Westen her schiebt sich hier keilförmig eine „basaltische“ pyroklastische Breccie ein. Zum Hangenden hin (Südhang des Sportplatz-Berges) wechseln Lapilli-Breccien und Lapilli-Tuffe. Das Profil wird im NE durch anthropogene Überschüttung unver- folgbar.

Das *Profil II* – vom Schäfersberg zum Ortsteil Kolonie verlaufend – zeigt uns folgen- des: Auf dem Schäfersberg stehen blasige, phäno-basaltische Vulkanite an, an die nach Osten eine grobe pyroklastische Breccie anschließt, die überwiegend aus blasigen, phäno-basaltischen und intermediären Vulkaniten besteht. Sie zieht in den Ortsteil Schloßböckelheim-Tal hinunter und ist dort angeschnitten. Die zu beobachtenden Blöcke und Bomben haben hier einen Durchmesser von maximal 60 cm.

Während einige Blöcke eckig bis gut gerundet sind, z. T. konkave Oberfläche (sog. Abschlagflächen) besitzen und dem Nebengestein (z. B. intermediärer, intrusiver Vul- kanit) entstammen, haben andere Auswürflinge Bombenform mit fluidaler Anordnung der Blasen parallel zur Längsachse. Weiterhin kann eine Schalenstruktur beobachtet werden: ein dunkler, gleichmäßig dicker, blasenarmer Saum umgibt den stärker ge- bleichten inneren, blasenreicheren Kern dieser Auswürflinge.

Einmal zeigen diese Auswürflinge mit „Mantelbildung“ regellose bzw. fluidale in Richtung der Tropfenform angeordnete Blasen; der Mantel stellt eine Abschreckungs- kruste dar. Zum anderen sind radiale Sprünge festzustellen.

Diese hier beobachteten Einzelheiten haben mich veranlaßt, die sog. „Gerölle des Basalgrenzkonglomerates“ (GEIB 1938) als Bomben und die gesamte Ablagerung als pyroklastische Breccie zu deuten. In diese ist am nördlichen Ortsausgang Schloßböckelheim-Tal eine jaspisartige verfestigte 40–70 cm mächtige, graue Tuffbank von saurem Chemismus eingeschaltet. Im Hangenden dieser pyroklastischen Breccie folgt die schon im Profil I beschriebene Wechselfolge saurer Lapilli-Breccien und -Tuffe, die von roten, fein- bis mittelkörnigen Arkosen und roten Schluff-Tonsteinen überlagert werden.

Profil III: An der Basis stehen die phäno-basaltischen, oft blasenreichen Vulkanite wie in Profil I und II an, die hier aber kissenähnliche Absonderungsformen aufweisen und häufig rote Schluffsteine führen. Darüber liegt ein parallel absonderndes phäno-andesitisches Eruptivgestein, das aufgrund seines saigeren Kontaktes im Schloßhof der Ruine und hinter dem Anwesen Nr. 20 (Fam. Lau) als Intrusiv gedeutet werden muß.

Wahrscheinlich ist dieses Gestein auf der Fläche „Grenzlagerlava“-Tuff intrudiert. Nach NE hin folgen graue Tuffe, die mit einem stark vergrusteten Vulkanit verwechselt werden könnten, wenn nicht z. T. große Blöcke (bis 1 m \varnothing) eines roten, dichten, intermediären Vulkanits darin enthalten wären (s. Wand hinter dem Haus Nr. 20, Fam. Lau).

Zum Hangenden hin gehen die Tuffe in eine Wechselfolge von blockführenden Lapillituffen und Lapillistenen über. Die Auswürflinge bestehen aus rotem, dichtem (felsitischem), intermediärem Gestein.

Einen guten Einblick in diese Folge erhält man im Anwesen der Familie Jakob Klein, Dorfstr. 18. Dort stehen über roten, feinkörnigen Tuffen 1 m mächtige Lapillituffe an, die von einer 5 cm mächtigen, ziegelroten Tufflage abgeschlossen werden.

Es folgt eine 3 m mächtige Lage einer ascheführenden Lapilli-Breccie, in der im mittleren Teil bis maximal 64 cm große Blöcke enthalten sind. Die Auswürflinge bestehen in diesem Anschnitt bis zum Top dieser Lapilli-Breccie aus einem sehr frischen, dichten, intermediären Vulkanit. Darüber folgt ein 15 cm mächtiger, roter Tuff mit zahlreichen Biotiten. Den Abschluß bildet ein Lapilli-Tuff bis Lapillistein, der neben dem dichten, intermediären Vulkanit auch Auswürflinge mit saurem Chemismus führt.

Über den eben beschriebenen Schichten folgen Lapilli-Tuffe und -Breccien von saurem Chemismus, wie sie vor allem im Profil I erwähnt wurden. Ein Anschnitt neben dem Haus 32 (gegenüber der Bürgermeisterei) vermittelt einen Einblick. Hier können vor allem Auswürflinge von sauren Vulkaniten beobachtet werden, die z. T. dem frischen Rhyolith auf dem Leisberg (500 m SE des Bruches) entsprechen. Untergeordnet treten auch Schluffsteinauswürflinge auf.

Verfolgt man das Profil weiter nach NE, so findet man rechts oberhalb der Scheune am nördlichen Ortsausgang von Schloßböckelheim-Schloß einen Aufschluß, in dem im unteren Teil die eben genannten Lapilli-Breccien von saurem Chemismus mit einzelnen Tufflagen und im oberen Teil grau-weißliche Lapilli-Tuffe anstehen.

Diese Lapilli-Tuffe, die auch am Straßenanschnitt direkt unterhalb des Rhyolithes am Leisberg vorhanden sind, haben ebenfalls sauren Chemismus. Die Lapilli sind 0,5–2 cm groß und z. T. tropfenförmig; sie sind häufig schaumig und blasig und müssen als *Bims* bezeichnet werden. Diese Folge ist ca. 5–10 m mächtig.

Der Paläo-Rhyolith vom Leisberg

Über dem bimsführenden Lapilli-Tuff folgt ein roter, meist aber hellgrau-weißlich gefärbter Rhyolith mit fluidalem Laminargefüge (Taf. 1 Fig. 1, 3, 4).

Dieses Gestein, früher als Porphyrit (GEIB 1938) angesprochen, muß nach der vorgenommenen chemischen Analyse, der CJPW-Norm, und dem mikroskopischen Befund als Rhyolith bezeichnet werden.

Tab. 1. Analysen des Rhyoliths vom Leisberg

Chem. Analyse in Gew.-%	CJPW	Gew.-%	RITTMANN-AMS-Norm		
SiO ₂	73,70	Qz	35,30	Quarz	33,8
TiO ₂	0,24	Or	27,19	Sanidin	44,1
Al ₂ O ₃	13,96	Ab	24,57	Plagioklas	12,6
Fe ₂ O ₃	0,90	An	4,81	Orthopyroxen	—
FeO	0,54	Di	—	Klinopyroxen	—
MnO	0,05	Hy	3,08	Olivin	—
MgO	1,20	Ol	—	Cordierit	7,1
CaO	1,00	MT	1,03	Magnetit	0,5
Na ₂ O	2,90	HM	0,19	Ilmenit	0,2
K ₂ O	4,60	Ap	0,05	Apatit	—
P ₂ O ₅	0,02	Aq	0,96	Calcit	—
H ₂ O ⁺	0,94	C	2,43	Biotit	1,7
H ₂ O ⁻	0,02			Colour-Index	9,5
	100,07		100,07	Sippen-Index	1,83
				Tau-Wert	46,08

Der darstellende Punkt (Q: 37,4; A: 48,7; P: 14,0) nach der AMS-Norm liegt im Streckeisen-Diagramm im Feld der Rhyolithe. Das trifft auch für dieses Gestein zu, wenn man die Klassifikationsmethode mit Hilfe der Feldspatverhältnisse nach O'CONNOR 1965 benutzt.

Schliffbeschreibung: Porphyrisches Gestein mit großen (3 mm) Quarzeinsprenglingen, sowie Plagioklas- und Biotiteinsprenglingen, die in einer felsitischen, z. T. sphärolithischen Grundmasse schwimmen.

Dieser Rhyolith zeigt auch unter dem Mikroskop eine fluidale Anordnung der Mineralphasen und der Gesteinsmatrix (Fig. 4).

Im Steinbruch am Leisberg sind einzelne Faltenbilder der Laminae erkennbar, deren Achsen in nordöstlicher Richtung streichen. Die Falten sind jeweils so ausgebildet, daß die Umbiegung des liegenden Teils nach SE, die des hangenden nach NW weist, wie es Fig. 2, Taf. 1, veranschaulicht. Das hier zu beobachtende Fließgefüge einschließlich der Faltenbilder als auch seine Konkordanz zu den unterlagernden Lapilli-Tuffen veranlaßt mich zu der Deutung, daß es sich um eine Rhyolithlava handelt, obwohl der Basiskontakt nicht aufgeschlossen ist und der Hangendkontakt fehlt.

Unter dieser Annahme würde es sich um eine Lava handeln, die aus südöstlicher Richtung geflossen ist, denn dieser Rhyolithstrom ist an der Basis schneller erstarrt und folglich langsamer geflossen, während sich die noch weniger viskosen, höheren Teile über die unteren Lagen hinweggeschoben haben. Auf diese Weise ist die Aus-

stülpung (hangende Falte) in Fließrichtung zu interpretieren (geringere Reibung in Mitte des Stromes und folglich schnelleres Fließen unter Mitreißen der unteren Laminae.)

Die Rhyolithlava ist nach SE hin zu verfolgen und scheint an Mächtigkeit zuzunehmen. Sie endet recht plötzlich an dem noch später zu erwähnenden Bruch und ist in diesem Bereich unverwittert. Dort wurden die Proben für die chemische Analyse genommen. Möglicherweise ist hier der Förderkanal für diesen Strom zu suchen.

Daraus resultiert die Gesamtsituation:

Über phäno-basaltischen Effusionen des sog. Grenzlagers — von intermediären Intrusionen durchsetzt — lagern Tuffe mit Blöcken von phäno-basaltischem Chemismus, die von Lapilli-Tuffen und -breccien mit saurem Chemismus gefolgt werden. Nach SW hin (Schäfersberg—westl. Ortsteil—Tal) schiebt sich keilförmig eine grobe pyroklastische Breccie ein, die überwiegend phäno-basaltische Blöcke und Bomben führt.

Im östlichen Bereich — am SW-Hang des Leisberges — folgt dann der bimsführende Lapilli-Tuff, im Hangenden vom Rhyolithstrom überlagert.

Die Schichten streichen um NW—SE-Richtung und fallen nach NE hin ein. Sie sind aber auf einen engen Raum beschränkt. Wie die Geologische Karte zeigt (Abb. 1), verläuft die Umgrenzung kreisförmig. Die kartierten Tuffe und der Rhyolith werden von den phäno-basaltischen Grenzlagervulkaniten umgeben.

Interpretation

Wie sind nun diese Pyroklastika einschließlich des Rhyolithstromes und deren eigenartige Lagerungsformen zu erklären?

GEIB (1938) deutet die Lagerungsverhältnisse als den nach SW aushebenden Schenkel der Talböckelheimer Mulde und die Ablagerungen als Sonderfazies der Waderner Schichten. Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen, da die Begrenzungen tektonischer Art sind und es sich bei den Schichten um Pyroklastika handelt. Vielmehr ist die vorliegende geologische Struktur folgendermaßen zu erläutern: Die Pyroklastika und der Rhyolith wurden in einem Paläorelief abgelagert und durch den späteren kreisförmigen Einbruch über einem Schlot der Abtragung entzogen.

Die Begrenzung der Pyroklastika und der Rhyolithlava zu dem umgebenden „Grenzlagerkomplex“ wird also als kreisförmiger Randbruch über einem Schlot mit calderaartigem Einbruch interpretiert. Das heißt, daß post-„Grenzlagereffusion“ (basisch) in diesem Bereich ein saurer Vulkanismus vorhanden war, der sogar rhyolithische Laven förderte. Die Zeugen dieser sauren vulkanischen Tätigkeit wurden bereits im Oberrotliegenden abgetragen mit Ausnahme der Reste in diesem Schlot. Später wurden sie dann von roten Schluffsteinen und Arkosen des Oberrotliegenden überdeckt.

Frau C. STEINBRUNN (Mainz) danke ich für die Ausföhrung der chemischen Analyse. Herr Dr. V. LORENZ (Mainz) gab mir Anregungen bei der Diskussion über die Struktur, wofür ich ihm herzlich danke. Herrn Privat-Dozent Dr. H. PICHLER (Tübingen) danke ich für die Berechnung der Analyse nach der RITTMANN-AMS-Norm.

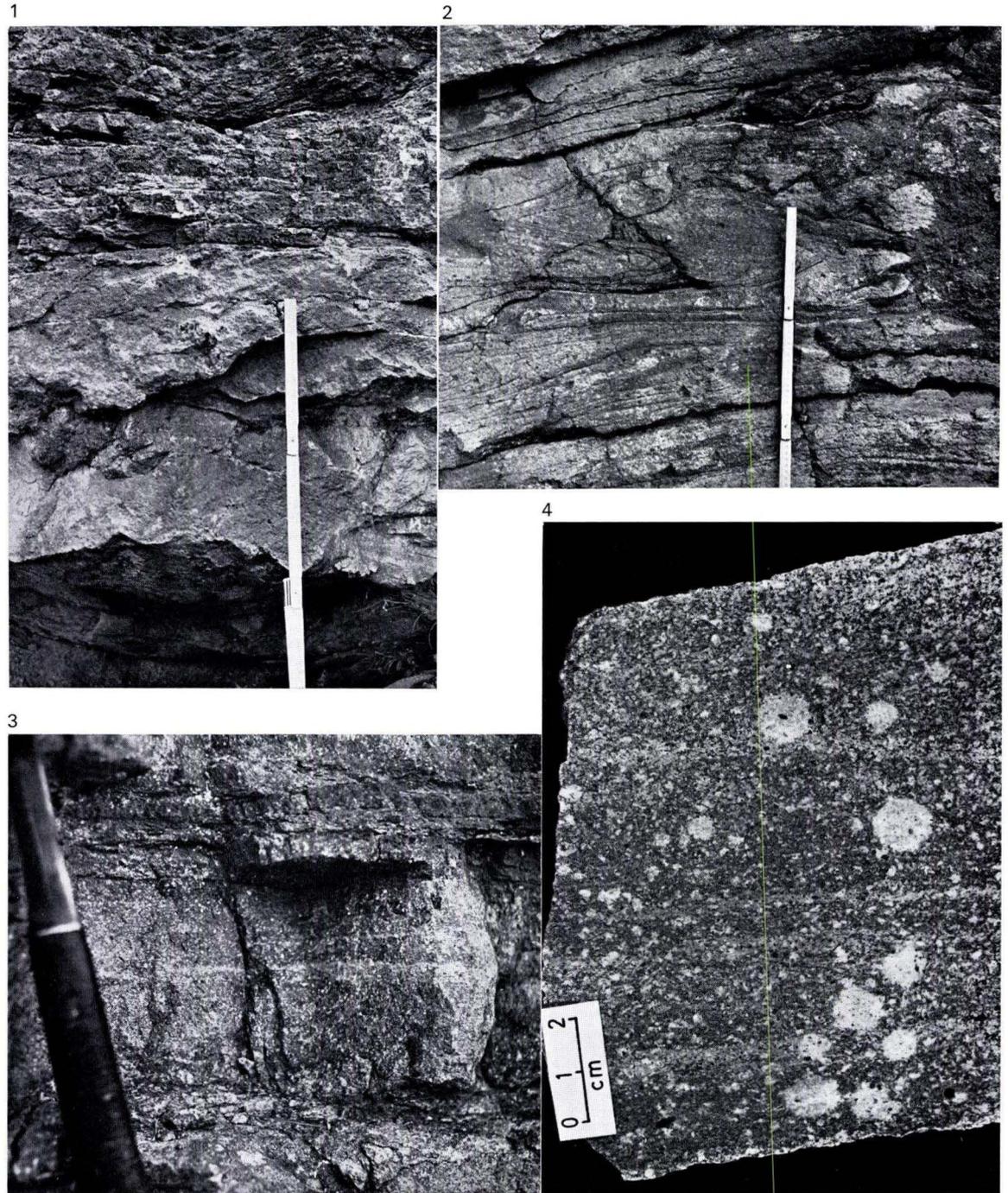
Schriftenverzeichnis

- GEIB, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **19**, S. 72 bis 117, Darmstadt 1938.
- O'CONNOR, I. T.: A classification for quartz-rich Igneous rocks based on Feldspar ratios. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525-B, p. B 79—B 84, 1965.

Tafelerklärung

Tafel 1

- Fig. 1. Fluidalgefüge des Paläo-Rhyolithes (Aufschluß am Leisberg).
- Fig. 2. Faltenbilder im Paläo-Rhyolith (Aufschluß am Leisberg).
- Fig. 3. Laminae des Paläo-Rhyolithes (Aufschluß am Leisberg).
- Fig. 4. Anschliffbild des Paläo-Rhyolithes (Aufschluß am Leisberg).



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60, 1971

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 283–287	1 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Die Zechstein-Basissedimente des Richelsdorfer Gebirges

Von

SIEGFRIED A. OPPERMANN, Mainz*

Mit 1 Abbildung

1. Einführung

Die hellen, feinklastischen Sedimente, die im Richelsdorfer Gebirge zwischen eindeutigen Oberrotliegend-Konglomeraten und dem Kupferschieferflöz eingeschaltet sind, haben von jeher ausgiebigen geologischen Diskussionsstoff geliefert. Die stratigraphische Stellung und die Entstehung dieser Sedimente ist sehr problematisch. Auch die neue Arbeit von PRYOR (1971), in der ihr Verfasser den Cornberger Sandstein aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen als eindeutig marines Flachwassersediment identifiziert und glaubt, diese Diskussion beendet zu haben, ist weit davon entfernt, dies wirklich zu tun. Der Arbeit liegen, wenigstens für das Richelsdorfer Gebirge, z. T. falsche Beobachtungen und Geländebefunde zugrunde. Ferner hat ihr Verfasser versäumt, seine isolierte Betrachtung des Cornberger Sandsteins in das gesamtgeologische Bild dieses Raumes einzuordnen.

2. Der geologische Rahmen

Das Gebiet des Richelsdorfer Gebirges bildete während des Rotliegenden eine nach NW in die Südostflanke der Hunsrück-Oberharz-Schwelle eingreifende Ausbuchtung des Saar-Saale-Troges. Die Achse dieser Bucht liegt auf der Linie Mönchhosbach–Iba (Abb. 1). Es können zwei sich miteinander verzahnende Sedimentfächer unterschieden werden, die diese Bucht von Westen und von Nordosten mit roten terrestrischen Konglomeraten, Sand-, Silt- und Tonsteinen füllten. Die Oberrotliegend-Sedimentation endete mit der Bildung einer 40–50 m mächtigen Konglomeratfolge, die in einer völlig relieflosen Pietmont-Alluvial-Plain entstanden sein muß.

An der Wende Oberrotliegendes/Zechstein bestand von dieser Ausbuchtung nur noch eine von Mönchhosbach über Iba sich nach Süden trichterförmig öffnende schmale und flache Rinne. Westlich, nördlich und östlich dieser flachen Rinne treten

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. S. A. OPPERMANN, Paläontologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

zwischen eindeutigem Oberrotliegend-Konglomerat und dem Kupferschieferflöz helle, feinklastische Sedimente auf, deren stratigraphische Stellung und Entstehung bisher nicht eindeutig geklärt werden konnten. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden, die sich jeweils gürtelartig um diese Rinne legen.

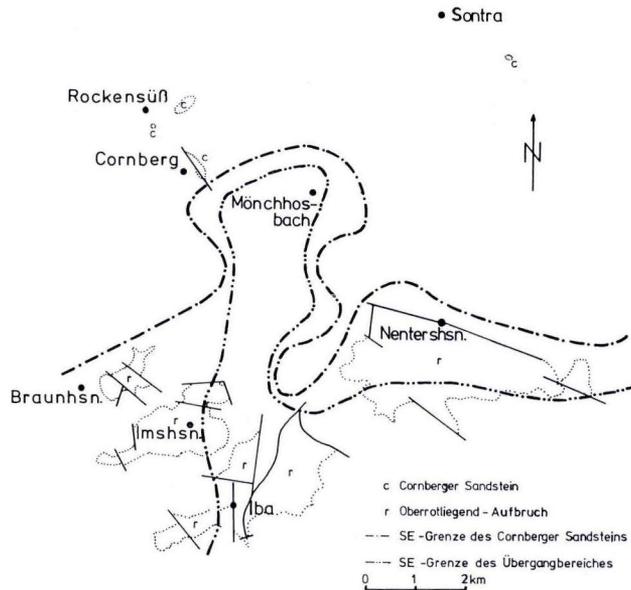


Abb. 1. Karte zur Paläogeographie an der Wende Oberrotliegend/Zechstein.

3. Der Cornberger Sandstein

Cornberger Sandstein steht in kleinem Vorkommen in Cornberg, Rockensüß, der Unter-Mühle östlich von Rockensüß und 1,5 km südöstlich von Sontra an.

Im Wegdurchbruch vom vorderen zum hinteren Steinbruch der Firma Schuchardt in Cornberg ist die Übergangszone von Oberrotliegend-Konglomerat zu Cornberger Sandstein sehr gut aufgeschlossen. Hier am *Locus typicus* tritt er als blaß oranger bis dunkel gelbbrauner Grobsandstein bis Feinsandstein auf. Er zeigt eine gute Sortierung und Schrägschichtung. Die Schrägschichtung setzt abrupt über einer liegenden, zwei Meter mächtigen Konglomeratbank ein. Die Mächtigkeit eines solchen Schrägschichtungskomplexes beträgt bis zu 6 m (bei Rockensüß z. T. über 10 m), die der einzelnen Schichtblätter schwankt zwischen 10 und 60 cm und deren Länge in der Einfallrichtung zwischen 3 und 20 m. Es herrschen zwei charakteristische Schüttungsrichtungen vor, eine Hauptrichtung aus $110-120^\circ$ und die zweite aus $180-190^\circ$ S.

Die oben erwähnte liegende Konglomeratbank ist 2 m mächtig. Sie weist alle Merkmale eines typischen Oberrotliegend-Konglomerates auf, zeigt aber auch im Top eindeutig den Übergang zum Cornberger Sandstein an. An der Basis setzt sie rotviolett

und stark konglomeratisch ein und wird bis zum Top allmählich dunkel gelborange, grob- bis feinsandig mit sporadischer Quarzgeröllführung. Sie geht also relativ kontinuierlich in den Cornberger Sandstein über. Es sei hier besonders betont, daß diese Konglomeratbank kontinuierlich geschüttet wurde und außer der 2-m-Bankung keinerlei Schichtung zeigt. Allein die rotviolette Färbung und die typischen Merkmale einer terrestrischen Schüttung sprechen eindeutig gegen Zechsteinkonglomerat, wofür PRYOR sie hält.

Alle Vorkommen von Cornberger Sandstein bilden gewölbte, sichelförmig oder gestreckte, scharfgratige Sedimentkörper. Die Sedimentation des Cornberger Sandsteins rief also ein ausgeprägtes Relief hervor. Bei Rockensüß ist folglich sehr gut das Auskeilen des Kupferschieferflözes an den Flanken des domartigen Sedimentkörpers zu beobachten. Bei Sontra fehlt der Kupferschiefer völlig, und der Untere Zechsteinkalk ist nicht in seiner vollen Mächtigkeit ausgebildet.

Die Steinbrüche von Cornberg und in geringerem Maße Rockensüß lieferten in der Vergangenheit etwa 50 Fährtenplatten mit Reptilfährten von 7 Gattungen und 16 Arten, dazu kommen noch 2 Fährten von Skorpionen (SCHMIDT 1959).

4. Die Sandschüttungen im Raume Braunhausen, Imshausen, Gilfershausen, Iba und Nentershausen

In den Sandgruben von Braunhausen, Imshausen und Iba, im Steinbruch von Gilfershausen und westlich und südöstlich von Nentershausen treffen wir den zweiten Sedimenttyp dieser hellen Feinklastika zwischen eindeutigem Oberrotliegend-Konglomerat und dem Kupferschieferflöz an. Es sind bis zu 9 m mächtige Sandschüttungen mit wechselndem Geröllanteil. Hierbei ist zu beachten, daß der Sandanteil im Sediment zur schmalen Rinne hin sehr schnell abnimmt, so daß derselbe Sedimentkörper im Bereich der Rinne eindeutig Oberrotliegend-Charakter annimmt.

Von Bedeutung ist, daß diese Sandkörper nirgends Schrägschichtung aufweisen. Ferner zeigen sie ganz eindeutig, im Gegensatz zum Cornberger Sandstein, keinerlei Oberflächenrelief, was sehr gut in den Kupferschiefer- und Schwerspatgruben von Nentershausen, Iba und Braunhausen beobachtet werden konnte. Im gesamten Bereich dieser Vorkommen treten häufig Geröllanreicherungen im Top der Sandschüttungen auf.

5. Zur Paläogeographie

Die Geländebefunde liefern ein recht klares paläogeographisches Bild. Mit Abschluß der Oberrotliegend-Sedimentation ist die nordwestliche Ausbuchtung des Rotliegendetropes der Saar-Saale-Senke zu einer Piemont-Alluvial-Plain eingeebnet. Nur eine schmale, flache Rinne, die sich von Mönchhosbach über Iba nach Süden trichterförmig öffnet, bleibt von der eigentlichen Bucht übrig. Um diese schmale Rinne legen sich im Westen, im Norden und im Osten zwei Gürtel heller, feinklastischer Sedimente.

Der innere Gürtel entwickelt sich aus dem in der Rinne noch freiliegenden Oberrotliegend-Konglomerat durch kontinuierliche Zunahme des Sandgehaltes in Richtung auf die Hunsrück-Oberharz-Schwelle zu. Er zeigt kein Oberflächen-Relief.

Der äußere Sandgürtel, der Verbreitungsbereich des Cornberger Sandsteins, besitzt dagegen ein sehr ausgeprägtes Relief, das von in sich geschlossenen, gewölbten, sichelförmig oder langgestreckten, scharfgratigen Sedimentkörpern, die sich durch Geröllfreiheit und eine ausgeprägte Schrägschichtung auszeichnen, hervorgerufen wird.

Diese klastischen Sedimente werden vom Kupferschiefer, dem ersten eindeutig marinen Sediment überlagert. Hierbei ist zu beachten, daß der Kupferschiefer in der Rinne am mächtigsten ist und im Cornberger Sandsteingürtel häufig an den Flanken der domartigen Sedimentkörper auskeilt.

6. Entstehung und stratigraphische Stellung der hellen feinklastischen Sedimente

PRYOR (1971) hat den Cornberger Sandstein aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen als marines Flachwassersediment gedeutet und führt seine Entstehung auf „circulatory“ und Gezeiten-Strömungen, wie sie HOUBOLT (1968) in rezenten Untersuchungen in der südlichen Nordsee beobachtet hat, zurück. Ferner stützt er die marine Entstehung mit der Beobachtung, daß der Cornberger Sandstein in Cornberg auf Zechsteinkonglomerat lagert. Dies ist mit Bestimmtheit nicht der Fall, da es sich bei der liegenden Konglomeratbank um ein eindeutig rotvioletttes Oberrotliegend-Sediment handelt. Auch die Hauptschüttungsrichtung aus 110 bis 120° E, also senkrecht auf die Küste zu, läßt sich nur schwer mit „circulatory“ Meeresströmungen und absolut nicht mit Gezeitenströmungen erklären, da letzte gerade eine entgegengesetzte Schüttungsrichtung ergeben würden.

Nach Auffassung des Verf. ist der Cornberger Sandstein eine Dünenbildung. Hierfür sprechen besonders der innere Aufbau der Sedimentkörper, die Schüttungsrichtungen des Sedimentes und ganz besonders die zahlreichen Reptil- und Arthropoden-Fährten.

Das Sedimentmaterial der Dünen dürfte aus der Pietmont-Alluvial-Plain des Saar-Saale-Troges, soweit diese noch nicht vom Kupferschiefermeer überflutet war, ausgeweht worden sein.

Im Richelsdorfer Gebirge wurde der Dünengürtel rings um die nordwestliche Ausbuchtung des Saar-Saale-Troges angelegt. Nur die schmale Rinne, die sich von Mönchhosbach über Iba nach Süden trichterförmig in den Saar-Saale-Trog öffnet, bleibt frei von äolischen Sedimenten. Zwischen dieser Rinne und dem eigentlichen Dünengürtel liegt ein mehr oder weniger breiter Übergangsbereich, in dem der zweite helle, feinklastische Sedimenttyp, wie er oben beschrieben wurde, zur Ablagerung kam. Bei diesem Sediment handelt es sich, was den Sandanteil betrifft, um aquatisch umgelagerte Dünensande und um aus dem Untergrund aufgearbeitetes Geröllmaterial. Hierfür sprechen die sporadische Geröllführung, die Geröllinseln und das fehlende Relief. Die häufigen Geröllanreicherungen im Top dieser Sandkörper sind durch Auswehung des Sandes zu erklären.

Die Mächtigkeitsunterschiede des Kupferschieferflözes zwischen Trog und Dünengürtel sprechen für eine sehr ruhige und allmähliche Überflutung des Küstenbereiches durch das Kupferschiefermeer. Dies würde auch bedeuten, daß die hellen feinklastischen Sedimente z. T. zeitgleich mit den tieferen Schichten des Kupferschiefers im

Trog abgelagert wurden. Die hellen, feinklastischen Sedimente, die im Richesdorfer Gebirge lokal zwischen eindeutigem Oberrotliegend-Konglomerat und dem Kupferschieferflöz auftreten, sind demnach als echte Zechstein-Basissedimente anzusehen.

Schriftenverzeichnis

- HOUBOLT, J. J. H. C.: Recent Sediments in the Southern Bight of the North Sea. — Geol. en Mijnbouw., **47**, S. 246—273, 1968.
- KÜHNE, F.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**, S. 426—456, Taf. 6—8, 1 Fig., Berlin 1923.
- OPPERMANN, S. A.: Das Rotliegende des Richelsdorfer Gebirges. Dipl.-Arbeit, Univ. Mainz, masch.-schr., 63 S., 15 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kte., Mainz 1970.
- PRYOR, A. W.: Petrology of the Weissliegende sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany. — Geol. Rdsch., **60**, 2, S. 524—552, 13 Fig., 3 Tab., Stuttgart 1971.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**, S. 283—332, Taf. 23—25, 19 Abb., Berlin 1940.
- SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **28**, 137 S., 57 Abb., 9 Taf., Wiesbaden 1959.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 288–297	2 Abb.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	----------------

Das Intrusionsalter des Kuselites vom Remigiusberg und seine Beziehungen zur Potzberg-Kuppel (Saar-Nahe-Gebiet)

Von

KLAUS SCHWAB, Mainz*

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung: Der lagergangartige Kuselit vom Remigiusberg bei Rammelsbach (Pfalz) wird von zwei Radialstörungen der Potzberg-Kuppel geschnitten. Eine der beiden Verwerfungen ist jünger, die andere gleichalt oder älter als die Intrusion des Kuselites und nachweislich älter als die Alsenzer Rotfolge, welche die Basis der Lebacher Gruppe bildet. Da beide Störungen dem Vorgang der Kuppelbildung zugeordnet werden müssen, kann man folgern, daß die Aufbeulung der Potzberg-Kuppel mit ihren Radialstörungen bereits in der Oberen Kuseler Gruppe begann. Aus dem Verhältnis der Verwerfungen zu dem Kuselit des Remigiusberges ergibt sich, daß dieser ebenfalls während dieser Zeit intrudiert sein muß.

Abstract: The Kuselite-sill of the Remigiusberg near Rammelsbach (Palatinate) is crossed by two radial faults of the Potzberg-dome. One of the faults is younger, the other as old as or older than the intrusion of the Kuselite and clearly older than the "Alsenzer Rotfolge" forming the base of the Lebach Group. As both faults must be associated with the uplifting it can be concluded that the development of the Potzberg-dome began already during the sedimentation of the Upper Kusel Group. The relation between the faults and the sill indicates that the intrusion of the Remigiusberg-Kuselite is of the same age.

Einführung

STEININGER (1840, S. 97) hat bei den „Trapp-Gesteinen“ des Saar-Nahe-Gebietes Gänge, welche Sedimente senkrecht durchschneiden, lagerartige Gänge und Lavaströme unterschieden. Damit waren die drei, nach der Art ihres Auftretens und ihrer Genese unterschiedlichen Möglichkeiten scheibenförmiger Vulkanitvorkommen aus diesem Raum bekannt. Seit dieser Zeit sind, unter Einbeziehung der stockförmigen Rhyolithe, eine Reihe von Arbeiten erschienen, die sich mit dem Mechanismus des Aufdringens und der Platznahme sowie mit der Altersfolge der verschiedenen vulkanischen Gesteine beschäftigt haben. Da hier über einen lagerartigen Intrusivkörper, den Kuselitgang vom Remigiusberg bei Rammelsbach, Kreis Kusel (Abb. 1) berichtet

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. SCHWAB, Geologisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

wird, soll nur auf die verschiedenen Vorstellungen über die Platznahme der Lagergänge eingegangen werden.

LASPAYRES (1867, S. 853) charakterisiert sie „als intrusive, sehr selten nicht völlig concordante Lager in den Schichten, die sie bei ihrer Eruption aufgeblättert und in die sie sich eingezwängt haben“. Dieser Auffassung eines aktiven in die Schichten eindringenden Magmas sind auch KOSSMANN (1868, S. 240) und anscheinend auch STRENG (1872) und WEISS (1872), da sie den Vorstellungen von LASPAYRES nicht widersprechen. Zuerst LEPLA (1895, S. 6f.) und dann vor allem REIS (1903, S. 129ff., 1906, S. 156ff. u. 1916, S. 180ff.) vertraten die Ansicht, daß die Faltung des Pfälzer Sattels älter sei als die Intrusionen, welche in die bei der Aufsattelung entstandenen „Zwiebelschalen-ähnliche Hohlräume“ (REIS 1906, S. 158) eingedrungen seien. Dieser, der damaligen Lehrmeinung entsprechenden Deutung, die dem intrudierenden Magma nur eine passive Rolle zubilligte, trat zunächst BURCKHARDT (1906, S. 19ff.) entgegen, der zumindest den „größeren Massen, hauptsächlich den laccolithischen Quarzporphyr- und den stockartigen Cuselitmassen“ eine aktive Rolle zuschrieb, indem er sie als direkte Ursache der gestörten Lagerungsverhältnisse in ihrer Umgebung ansah. Bei seinen klufttektonischen Untersuchungen konnte MÜLLER (1929) in mehreren Aufschlüssen beobachten, daß das von ihm als „Stirn“ (S. 4) bezeichnete Ende von Lagergängen eine rundliche Form hat und daß vor dieser Gangstirn die Sedimente „gepreßt, gestaucht, gefaltet und verworfen“ sind. Aus diesem Befund und aus buckelartigen Aufbrüchen des Magmas in die Hangensedimente sowie aus der von DÜLL (1906a, S. 86f., u. 1906b, S. 238) beschriebenen Kataklase in den Kontaktsedimenten schloß er auf eine starke aktive Kraft des intrudierenden Magmas der Lagergänge (MÜLLER 1929, S. 67 u. 69). Während sich MÜLLER nicht über die zeitliche Abfolge von Intrusionen und Effusionen äußert, mußten LEPLA (1895, S. 6f.) und REIS (1906, S. 132) aus ihrer Hypothese zwangsläufig auf eine späte — nach Ablagerung der Unterrotliegend-Sedimente und deren Aufsattelung — dann aber sehr rasch ablaufende Intrusions- und Effusionsfolge schließen. Die erstmalig von LASPAYRES (1867, S. 815f. u. 831) gemachte Behauptung, die Porphyre seien die ältesten Magmatite im Saar-Nahe-Gebiet, stützt sich (S. 862f.) auf eine Aussage von LOSSEN, nach der dieser Porphybruchstücke als Einschlüsse im Norheimer Palatinat beobachtet haben will. LOSSEN (1891, S. 542) hat später erklärt, daß er sich an eine solche Aussage gegenüber LASPAYRES — sie hätte aus LOSSENS Gymnasial- oder frühen Studentenzeit stammen müssen — nicht erinnern kann und schreibt außerdem (S. 543): „Wenn man nach den Porphyrgängen von Oberhausen und Norheim [letzterer wohl ein Aplitgang, Anm. d. Verf.] zu schließen mithin zunächst die melaphyrischen Intrusivmassen im Unterrotliegenden im Gegensatz zu LASPAYRES formulierten Altersordnung eher für älter anzusehen haben wird, als die sauren Stock- und Gangmassen der Quarzporphyre und Quarzporphyrite, so folgt daraus zugleich auch die Unhaltbarkeit der von demselben Autor gehegten Vorstellung, als seien die intrusiven und effusiven Eruptivmassen des Saar-Nahe-Gebietes im Großen und Ganzen gleichaltrig“. Trotz dieser z. T. zwar auf nicht stichhaltigen Argumenten aufgebauten, aber dennoch sehr massiven Kritik an der Vorstellung von LASPAYRES, die Porphyre seien die ältesten Vulkanite im Saar-Nahe-Gebiet, ist diese immer wieder in der Literatur wiederholt worden und nur REIS (1906, S. 132 u. 1921, S. 106)

hat mit den Beobachtungen „daß Melaphyre und Porphyrite die Porphyre durchkreuzen und nicht umgekehrt“ und daß „allenthalben in den obersten Tholeyer Schichten Porphyrgerölle zeitlich vor allen Tholeyit- und Porphyritgeröllen“ auftreten, diese Ansicht mit zwei weiteren Argumenten zu stützen versucht. Das Auftreten basischer Gänge in den Rhyolithen ist aber lediglich ein Beweis dafür, daß nach der Intrusion des betreffenden Vorkommens noch basische Magmen gefördert wurden. Außerdem müssen die basischen bis intermediären lagergangartigen Intrusionen auch dann nicht vor den saueren Stöcken der Erosion ausgesetzt gewesen sein, wenn sie älter als diese sind.

Am Donnersberg konnte durch Neukartierungen und paläomagnetische Messungen nachgewiesen werden, daß der Rhyolith jünger als ein basischer Gang (NIJENHUIS 1961, S. 35f. u. SCHWAB 1963, S. 71) und als eine Lavadecke (LORENZ 1965, S. 72) ist, die beide durch die Intrusion des Rhyolithes geschleppt wurden. Somit scheint es heute unmöglich eine pauschale Datierung der Intrusiva vorzunehmen oder auch eine auf den Chemismus bezogene relative Altersfolge aufzustellen und man darf eigentlich nur von detaillierten Kartierungen in der Umgebung einzelner Subvulkanit-Vorkommen Hinweise für den Zeitpunkt ihrer Intrusion erwarten. Aus diesem Blickwinkel des Feldgeologen soll der Kuselitgang vom Remigiusberg betrachtet werden.

Zur Feldgeologie des Kuselites vom Remigiusberg

Der Kuselit des Remigiusberges wird seit eineinhalb Jahrhunderten in der geologischen Literatur beschrieben und bei der Durchsicht der publizierten Beobachtungen kann man sehr schön die Entwicklung des geologischen Wissens an einem ausgewählten Objekt verfolgen.

V. OEYNHAUSEN (1822, S. 258) stellte bereits fest, daß das von ihm als Trapp angesprochene Gestein am Remigiusberg genau wie der Kohlendstein am Fuße des Berges streicht und BURKHART (1826, S. 193 u. Fig. 5, Taf. 2) fügt hinzu, daß er „ein deutliches in N.W. fallendes Lager in dem älteren Sandstein bildet, in dessen Liegendem ein Kohlen- und in dessen Hangenden sich ein Kalksteinflötz befindet.“ Aus diesem Grunde hat LEPLA (1882, S. 106) angenommen, daß es sich bei dem Magmatit um eine effusive Decke handle. Diese Annahme hat er (1893, S. 134ff.) wegen der nachgewiesenen Kontakterscheinungen im Hangenden des Magmatites, die auch GÜMBEL (1894, S. 959) beschreibt, dem Salband am Kontakt zum Sediment sowie der Tatsache, daß (S. 134) „die Gleichförmigkeit der Lagerung zwischen Sediment und Eruptivgestein nur eine scheinbare“ ist, worauf ihn auch v. AMMON hingewiesen hat, revidiert. Er präzisiert diesen Hinweis (S. 135) mit der Feststellung, daß der Magmatit den Schichtenverband „schräg durchschneidet und von der Mitte des zu Tage ausgehenden Lagergangs nach beiden Seiten in höhere Schichten eintritt.“ Diesen Sachverhalt stellt erstmals BURKHARDT (1906, S. 30, Kte. u. Fig. 12) in einem Längsprofil dar und schließt sich im wesentlichen der Auffassung von LEPLA an. Danach liegt der Gang nordnordwestlich Rutsweiler in den Sedimenten des jüngsten Karbon und steigt nach NNE und SSW in die Remiguisberger Schichten des Unterrotliegenden auf. Diese Interpretation findet sich auch auf den

Karten von AMMON & REIS (1910) und ATZBACH (1953). Demgegenüber hat LENZ (1963, S. 10f.) in der Umgebung des Remiginsberges an der Grenze Karbon/Unterrotliegendes ca. 30 m mächtige, nicht sicher einzustufende Übergangsschichten ausgeschieden, die er später (1965, S. 24 ff.) aufgrund detaillierter Profilaufnahmen und sedimentpetrographischer Untersuchungen als lokal entwickelte limnische Fazies den Remigiusberger Schichten zugeordnet hat. Diese Ansicht von LENZ, der auch FALKE (1966, S. 77) zustimmt, ist in Abb. 1 übernommen worden, so daß der Gang fast völlig konkordant den Schichten eingelagert ist.

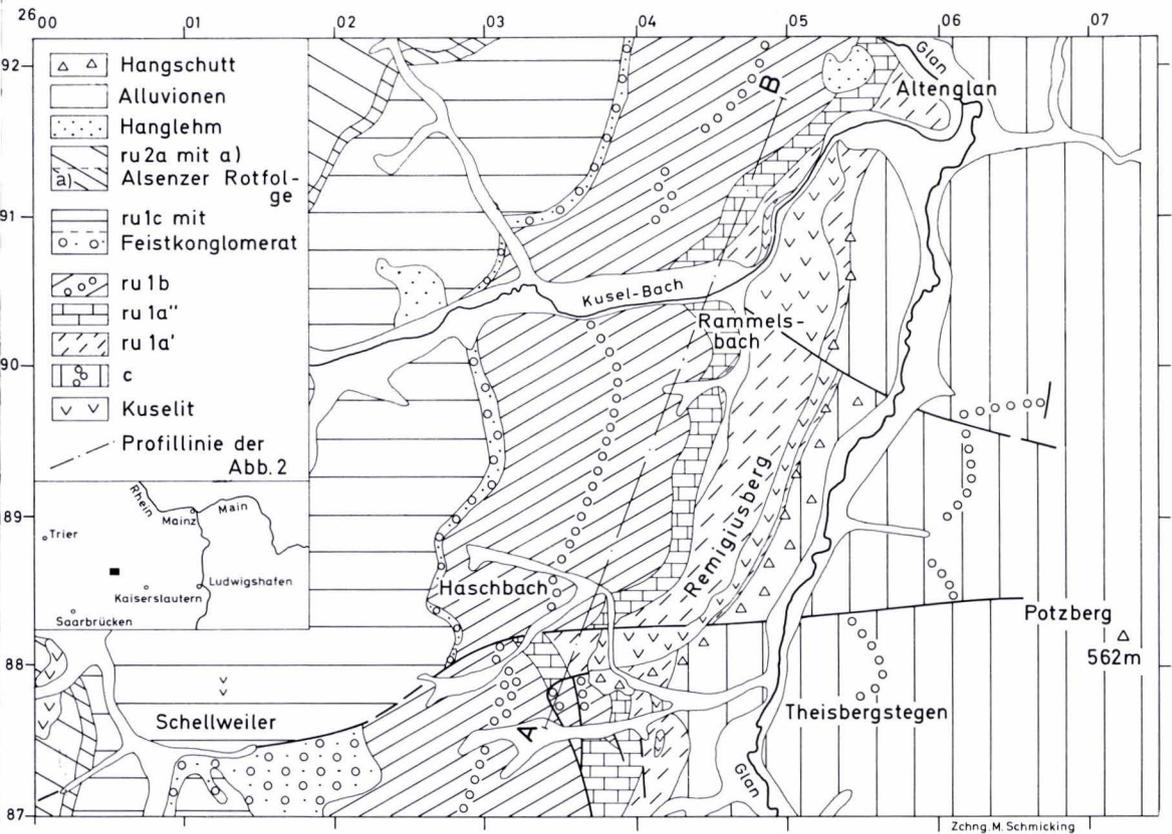


Abb. 1. Geologische Karte des Remigiusberges bei Kusel und seiner Umgebung [Zusammengestellt nach den Arbeiten von ATZBACH (1953 u. im Druck), LENZ (1963 u. 1965), STAFF (1970) und eigenen Beobachtungen].

Die schon erwähnten, nach dem Kriege durchgeführten Neukartierungen auf Blatt Kusel haben eine den Gang und die Sedimente versetzende NW-SE verlaufende Verwerfung bestätigt (Abb. 1), die schon auf der Karte von LEPLA (1882, Taf. 5) deutlich in Erscheinung tritt. Sie verwirft das Hauptkonglomerat in den Potzberg

Schichten und nach LENZ (1963, S. 59) auch die Grenze zwischen den in Abb. 1 zusammengefaßten Potzberg und Breitenbacher Schichten (= c)¹⁾. Im Hangenden des Kuselites, den sie um etwa 70 bis 80 m²⁾ versetzt, muß sie zunächst im Tal des Kuselbaches verlaufen, denn dort scheinen die Remigiusberger (= rula^c) und die Altenglauer Schichten (= rula^c) noch geringfügig verworfen. Weiter im Hangenden läßt sich die Verwerfung nicht mehr nachweisen, das Feistkonglomerat ist ungestört. Das bedeutet, daß die Verwerfung entweder älter als das Feistkonglomerat ist oder nach NW unter allmählicher Abnahme der Sprunghöhe ausklingt, was sehr viel wahrscheinlicher ist und von Verf. angenommen wird.

Neben dieser Verwerfung tauchen erstmals in der Karte von BURKHARDT (1906) und REIS (1906) sowie auch in den Karten von LENZ (1963) und ATZBACH & SCHWAB (1971) am südwestlichen Ende des Ganges zwei Verwerfungen auf, die bis heute nicht befriedigend erklärt worden sind. Nach BURKHARDT (1906, S. 50) ist die „eigentümliche Umbiegung der Untercuselerschichten am Haschbacherberg [SSE Haschbach, Anm. d. Verf.] wohl auf eine Beeinflussung durch das an dieser Stelle nach Westen ausgebogene Cuselitlager des Remigiusberges zurückzuführen“, während LENZ (1963, S. 59f.) die herausgehobene Scholle neutral als Horst bezeichnet. Der nördliche der beiden fast W–E streichenden Brüche (Abb. 1) ist auf allen Kartendarstellungen mit einer im Karbon des Potzberges auskartierten Verwerfung verbunden. An ihr sind vom Hauptkonglomerat in den Potzberg Schichten bis zum Feistkonglomerat an der Basis der Oberen Kuseler Gruppe (= ru1c) alle als sichere Bezugsniveaus in Frage kommenden Horizonte einheitlich um 120 bis 150 m verworfen, während die Alsenzer Rotfolge an der Basis der Unteren Lebacher Gruppe (= ru2a) nicht oder nur um wenige Meter versetzt ist. In der Scholle südlich der Verwerfung sind die Sedimente zwischen dem Feistkonglomerat und der Alsenzer Rotfolge nur 180–200 m mächtig, während in der Scholle nördlich der Störung der gleiche Profilausschnitt unter Berücksichtigung sämtlicher vorhandener Aufschlüsse und der in ihnen gemessenen Streich- und Fallwerte mindestens eine Mächtigkeit von 300–350 m erreicht. Dieser in seiner Größenordnung dem Versetzungsbetrag der Verwerfung adäquate Mächtigkeitsunterschied der Oberen Kuseler Gruppe zu beiden Seiten der Störung beweist, daß an ihr *synsedimentäre Bewegungen stattgefunden haben und daß sie älter als die Ablagerung der Alsenzer Rotfolge ist.*

Betrachtet man den Kuselitgang im Bereich der Störung, so ist seine Hangendgrenze mit 140 m in demselben Ausmaße verworfen wie die Sedimente, in die er intrudiert ist. Im Gegensatz dazu ist seine Liegendgrenze ungestört. Aus diesem Sachverhalt resultiert eine Mächtigkeitszunahme des Ganges südlich der Verwerfung um den genannten Betrag (Abb. 2). Dieser sehr mächtige Abschnitt des Ganges wird im S durch einen normalen intrusiven Kontakt begrenzt. Südlich dieses Kontaktes kommen im Niveau der Liegendgrenze des Ganges noch zwei, nur einige Meter mächtige Linsen eines vergleichbaren Eruptivgesteines vor (Abb. 1 u. 2). Der Kontakt ist am Eingang des oberen Steinbruches (R 2604040, H 5488005) östlich des Tales aufgeschlossen. Dort stoßen die 0°–10° streichenden und mit 20°–23° nach W ein-

¹⁾ Die Symbole entsprechen denen der Abb. 1 und 2.

²⁾ Die Versetzungsbeträge geben die seigere Sprunghöhe unter Annahme gerader Vertikalbewegungen auf den steil stehenden Störungsflächen an.

fallenden Remigiussberger Schichten eindeutig gegen die etwas unebene, W—E verlaufende und mehr oder weniger seiger einfallende Grenzfläche des Kuselites ab. Dieser Kontakt setzt sich im Hangenden des Kuselites in einer Verwerfung fort, welche die Altenglaner Schichten (= ru1a^{cc}) noch verwirft, dann nach S abbiegt (LENZ 1963, S. 60) und in eine erstmals von STAFF (1970, Kte.) nachgewiesene NNW—SSE streichende Störung übergeht. In dem Bogen, den der E—W verlaufende südliche Kontakt des Kuselites und die Verwerfung in seiner Verlängerung bilden, hat STAFF in den Altenglaner Schichten noch 3 weitere, N—S bis NNW—SSE streichende Störungen auskartiert, von denen eine bis an die bogenförmige Verwerfung verfolgt werden konnte. An ihr ist der Konglomerathorizont in den Wahnweger Schichten (= ru1b) nochmals versetzt. Nach den zu beiden Seiten des kleinen WSW—ENE verlaufenden Tälchens westlich Theisbergstegen unterschiedlich verlaufenden Grenzen der Altenglaner Schichten muß man auch in diesem Tälchen eine nicht genau zu fixierende kleine Störung annehmen.

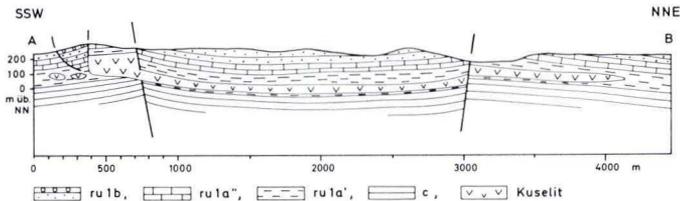


Abb. 2. Längsprofil durch den Kuselit-Lagergang vom Remigiussberg.

Deutung der Geländebeobachtungen

Wenn auch wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse, die sich in der Umgebung des Kuselites durch den Hangschutt und die Halden der Steinbruchbetriebe noch ungünstiger gestalten, nicht alle Details geklärt werden können, so lassen die geschilderten Verhältnisse nach Ansicht des Verf. nur folgende Deutung zu:

An der großen, über 5,5 km zu verfolgenden Verwerfung hat der Kuselit, die Lockerung des Gesteinsverbandes ausnutzend, sich durch das nachfließende Magma verdickt, was mechanisch leichter gewesen sein muß als weiter in die Sedimente vorzudringen. Das ist dann auch nur in kleinstem Ausmaße geschehen, wie die linsenförmigen, geringmächtigen Vorkommen von Kuselit weiter im S beweisen. Ist einerseits die Mächtigkeitszunahme des Ganges durch die große Verwerfung ermöglicht worden, so hat auf der anderen Seite das durch die Zufuhr immer mächtiger werdende Magmakissen einen aktiven Druck auf sein Dach ausgeübt und es im S auch angehoben, wie die in Verlängerung des Intrusionskontaktes liegende Verwerfung zeigt, die somit vulkanotektonischen Ursprung ist. Das läßt auch ihre Richtungsänderung um 90° erklärbar erscheinen, da der Verlauf der Störung ja nur die Form des an Mächtigkeit stark angeschwollenen Ganges widerspiegelt. Die N—S verlaufende Begleitstörung kann als Hinweis dafür gedeutet werden, daß von E nach W die Mächtigkeitszunahme des Ganges in zwei Stufen erfolgt.

Was nun die relativen Altersverhältnisse zwischen den beiden vom Potzberg ausgehenden Störungen und dem Gang betrifft, so ist diejenige, die ihn bei Rammelsbach verwirft, sicher jünger als die Intrusion des Kuselites, während die W-E streichende Verwerfung, die älter als die Alsenzer Rotfolge ist, zumindest gleichalt oder älter als die Kuselitintrusion sein muß, da sie deren Liegendgrenze nicht verwirft. Da beide Störungen zu den Radialstörungen des Potzberges (HABICHT 1956, S. 301) gehören, müßten sie im großen und ganzen auch einem Bewegungsvorgang zuzuordnen sein. Daraus darf man folgern, daß der zeitliche Abstand zwischen den Bewegungen beider Störungen nur gering ist und daß somit *die Intrusion des Kuselites ebenfalls in die Zeit der Oberen Kuseler Gruppe fällt*. Daraus ergäbe sich gemäß der Mächtigkeit vom Top des Ganges bis zur Basis der Alsenzer Rotfolge eine Intrusionstiefe von 600–700 Meter.

Schlußfolgerungen

Sind die vom Potzberg ausgehenden Radialstörungen, die HABICHT (1956, S. 301) als charakteristisch für die Eruptivkuppeln ansieht, gleichalt mit den Ablagerungen der Oberen Kuseler Gruppe, so wird auch das schon seit Beginn der Kartiertätigkeit in diesem Raum diskutierte Problem der Entstehung der Potzberg-Kuppel neu aufgeworfen. Die Frage, ob in der Potzberg-Kuppel eine Intrusion verborgen ist, wie GÜMBEL (1850, S. 88 u. 114) und BURKHARDT (1906, S. 48 u. 60) annahmen — der zuletzt genannte Autor konnte „im Gewölbekern des Nordwestausläufers des Potzberges, im Bistrichwald einen Quarzporphyrgang nachweisen“ — oder ob sie wie REIS (1906, S. 128ff.) behauptet, keinen intrusiven Kern hat, ist bis heute offen. REIS sieht seine Ansicht in erster Linie durch die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen (LEPPLA 1905) bestätigt (von denen die tiefste nur 750 m westnordwestlich und 200 m unterhalb des Potzberg-Gipfels angesetzt wurde und eine Tiefe von 1157 m erreichte), die keinerlei Hinweise auf eine Intrusion erbracht haben. Er schloß deshalb aus der gleichen Form verschiedener Kuppeln und der „Verschiedenheit in Art, Lagerung, Umfang und zeitlichen Beteiligung der Eruptivgesteine an der Zusammensetzung der Bergkerne“, daß den Intrusionen kein wesentlicher „Einfluß am Aufbau dieser Kuppen“ (S. 131) zuzuschreiben ist und daß alle Kuppeln in ihrer „Hauptanlage dem Urplan des Pfälzer Sattels“ (S. 131) angehören und die „Porphyrint intrusionen in vorgebildete Bergkuppen mit einer ursprünglicheren Aufblätterung“ (S. 156) erfolgt seien.

Die Radialstörungen deuten nach Ansicht des Verf., und er stimmt darin mit HABICHT (1956, S. 301) und BERTHOLD (1971, S. 94) überein, eher auf einen Intrusivkörper von vielleicht unregelmäßiger Form, zumal nach ANDRES (1958, S. 442) sich Potzberg und Königsberg, in dem der Rhyolith ja zu Tage ansteht, als ein Minimum der Schwere deutlich von ihrer Umgebung abheben. Unabhängig von diesem noch nicht gelösten Problem, stehen die Radialstörungen sicher in engstem Zusammenhang mit der Kuppelbildung, die sich damit auch schon in der Zeit der Oberen Kuseler Gruppe abzeichnet. Es ist nun auffallend, daß gerade dieses Schichtpaket zwischen dem Feistkonglomerat und der Alsenzer Rotfolge sich durch einen raschen Fazieswechsel auszeichnet und trotz seiner relativ großen, aber stark schwankenden

Mächtigkeit nicht mehr weiter untergliedert werden kann (HABICHT 1954, S. 103; LENZ 1963, S. 31). Somit erscheinen sedimentologische Untersuchungen in diesem Schichtpaket besonders reizvoll, da sie die hier vertretene Auffassung einer sehr frühen mit Intrusionen verknüpften Tektonik im Bereich des Potzberges und des Remigiusberges widerlegen oder stützen könnten. Einen ersten bestätigenden Hinweis gibt NEGENDANK (1970, S. 158), der schon in den Altenglaner Schichten „slump folds“ beobachtet hat, die Bewegungen in Richtung des heutigen Einfallens, also von den Pfälzer Kuppeln weg, anzeigen. Auf der anderen Seite sind weitere Untersuchungen über das Alter anderer Intrusionen sowie über den Intrusionsmechanismus und die Intrusionstiefe der Lagergänge geplant.

Betrachtet man die hier dargelegten Ergebnisse im Zusammenhang mit anderen Untersuchungen, so fallen der Beginn der Bildung der Potzberg-Kuppel und die Intrusion des Kuselites vom Remigiusberg zeitlich mit der sich in der Oberen Kuseler Gruppe andeutungsweise abzeichnenden Jeckenbacher Schwelle zusammen, die sich nach THEUERJAHR (1971, S. 305) bis in die untere Abteilung der Grenzlager Gruppe als eine Zone stark reduzierter Sedimentmächtigkeit auszeichnet und wahrscheinlich intrusionstektonischer Entstehung ist. Diese Bewegungen würden sich an die nach KESSLER (1914, S. 217) und SCHÖNENBERG (1966, S. 70) bereits im Oberkarbon einsetzenden tektonischen Vorgänge im Saarbrücker Hauptsattel anschließen und zu den zur Zeit der Oberen Lebacher Gruppe einsetzenden und sich bis in das Oberrotliegende hinein auswirkenden Bewegungen der Hohlbornerhof-Kuppel (KONRAD & SCHWAB 1970, S. 184f.) überleiten. Das ist eine Bestätigung der Vermutung KNEUPERS (1964, S. 43), „daß sich im Laufe vieler Einzelbewegungen der tektonische Ausbau des Gebietes entsprechend zu dem Ablauf der geologischen Ereignisse im Oberkarbon und an der Wende Karbon/Perm weiterhin langsam von SW nach NE fortentwickelt“. Somit kann man fast während des gesamten Unterrotliegenden sowie im tieferen Oberrotliegenden lokal mit tektonischen Bewegungen rechnen, die meist im Zusammenhang mit Intrusionen stehen dürften.

Schriftenverzeichnis

- AMMON, L. v. & REIS, O. M.: Geognost. Kte. Königreich Bayern 1:100000, Bl. Kusel (Nr. XX), München 1910.
- ANDRES, J.: Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **11**, Nr. 7, S. 441—450, Hamburg 1958.
- ATZBACH, O.: Stratigraphisch-Tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels auf dem Meßtischblatt Kusel (6410) in der Westpfalz. Diss., 78 S., 1 Kt., Mainz 1953.
- & SCHWAB, K. Geol. Kte. Rheinland-Pfalz 1:25000, Bl. Kusel (6410), Mainz 1971.
- BERTHOLD, G.: Zur Bruch- und Intrusionstektonik im südwestlichen Bereich des Pfälzer Sattelgewölbes. Diss., 133 S., 27 Abb., 39 Anl., 3 Kt., Mainz 1971.
- BURCKHARDT, K.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz). — Geognost. Jh., **17** (1904), S. 1—92, München 1906.
- BURKART, J.: Geognostische Skizze der Gebirgsbildungen des Kreises Kreuznach und einiger angrenzenden Gegenden der ehemaligen Pfalz. — In NÖGGERATH, J.: Das Gebirge in Rheinland Westphalen, **4**, S. 142—221, Bonn (Eduard Weber) 1826.

- DÜLL, E.: Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter. In: BURCKHARDT, K.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz). — Geognost. Jh., **17** (1904), S. 63—91, München 1906. [1906a]
- Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiet zwischen Glan und Lauter. — Geognost. Jh., **17** (1904), S. 235—247, München 1906. [1906b]
- FALKE, H.: Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbon nach Nordosten. — Z. deutsch. geol. Ges., **117**, S. 72—100, Hannover 1966.
- GÜMBEL: Über die Quecksilbererze in dem Kohlengebirge der Pfalz. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westph., **7**, S. 83—118, Bonn 1850.
- K. W.: Geologie von Bayern, **2**: Geologische Beschreibung von Bayern. 1184 S., Cassel (Verlag von Theodor Fischer) 1894.
- HABICHT, H.: Zur Stratigraphie des Oberkarbons und des Unterrotliegenden im Bereich des Pfälzer Sattels. — Mitt. Pollichia, III. R., **2**, S. 94—112, Bad Dürkheim 1954.
- Die Strukturen des Pfälzer Sattels. — Geol. Rdsch., **45**, S. 296—304, Stuttgart 1956.
- KESSLER, P.: Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. — Geol. paläont. Abh., NF., **13**, 3, S. 127—219, Jena 1914.
- KNEUPER, G.: Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. — Oberrhein. geol. Abh., **13**, S. 1—49, Karlsruhe 1964.
- KONRAD, H. J. & SCHWAB, K.: Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**, HORST FALKE-Festschr., S. 181—192, Wiesbaden 1970.
- KOSSMANN, B.: Geognostische Beschreibung des Spiemont bei St. Wendel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westph., **25**, S. 239—298, Bonn 1868.
- LASPAYRES, H.: Kreuznach und Dürkheim an d. Haardt, Erster Theil. — Z. deutsch. geol. Ges., **19**, S. 803—922, Berlin 1867.
- LENZ, R.: Zur Geologie im Raum Kusel—Glanmünchweiler. Unveröff. Dipl.-Arb., 66 S., 4 Abb., 1 geol. Kt., Mainz 1963.
- Die Remigiusberger Schichten östlich Dirmingen (Saarland) und im Bereich der Pfälzer Kuppeln. Diss., 118 S., 7 Abb., 3 Tab., 18 Profilaf., 4 Kt., Mainz 1965.
- LEPPLA, A.: Der Remigiusberg bei Kusel. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., II, S. 101—138, Stuttgart 1882.
- Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., I, Briefl. Mitt., S. 134—137, Stuttgart 1893.
- Die Störungserscheinungen und -Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westph., **52**, S. 5—8, Bonn 1895.
- Die Tiefbohrungen am Potzberg in der Rheinpfalz. — Jb. kgl. preuß. Bergakad. u. geol. L.-Anst., **23** (1902), S. 342—357, Berlin 1905.
- LORENZ, V.: Zur Geologie der Umgebung von Rockenhausen und Gerbach/Pfalz. Unveröff. Dipl.-Arb., 82 S., 6 Abb., 1 Kt., Mainz 1965.
- LOSSEN, K. A.: Über Quarzporphyr-Gänge an der Unter-Nahe und über das räumliche Verhalten der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes zum Schichtenaufbau. — Z. deutsch. geol. Ges., **43**, S. 535—545, Berlin 1891.
- MÜLLER, K. O.: Intrusionstektonische Untersuchungen im Potzberg-Königsberggebiet (Rheinpfalz). — Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Heidelberg, N.F., **175**, Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg, **17**, 1, 1—84, Heidelberg 1929.
- NEGENDANK, J. F. W.: Sedimentologische Erscheinungen aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**, HORST-FALKE-Festschr., S. 151—162, Wiesbaden 1970.
- NIJENHUIS, G. H. W.: A palaeomagnetic study of the permian volcanics in the Nahe-Region (S. W. Germany). — Geologie en Mijnbouw, **40**, S. 26—38, Januar 1961.
- OYNHAUSEN, C. v.: Geognostische Reise-Bemerkungen über die Gebirge der Bergstraße, der Hardt, des Donnersbergs und des Hundsrückes. — In NÖGGERATH, J.: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen, **1**, S. 146—271, Bonn (Eduard Weber) 1822.

- REIS, O. M.: Das Rothliegende (Permische System). — In AMMON, L. v.: Erl. Bl. Zweibrücken (Nr. XIX) geognost. Kte. Königreich Bayern, S. 106—135, München 1903.
- Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. — Geognost. Jh., **17** (1904), S. 93—233, München 1906.
- Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. — Geognost. Jh., **28** (1915), S. 179—194, München 1916.
- Erl. Bl. Donnersberg (Nr. XXI) geognost. Kte. Bayern, 320 S., München 1921.
- SCHÖNENBERG, R.: Beispiele zur Strukturgeschichte des Saarbrücker Hauptsattels. — Z. deutsch. geol. Ges., **117** (1965), S. 61—71, Hannover 1966.
- SCHWAB, K.: Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges. Diss., 87 S., 19 Abb., 21 Tab., 4 Kt., Mainz 1963.
- STAFF, K. R. G.: Lithologische Untersuchung der Altenglaner Schichten im saarpfälzischen Unterrotliegenden mit besonderer Berücksichtigung der Karbonatgesteine. Diss., 231 S., 52 Abb., 15 Tab., 22 Profiltaf., 1 geol. Kt., Mainz 1970.
- STEININGER, J.: Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine. 149 S., 1 Kt., 27 Abb., Trier (Verlag der F. Lintz'schen Buchhandlung) 1840.
- STRENG, A.: Bemerkungen über die Krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., S. 261—280 und 371—388, Stuttgart 1872.
- THEUERJAHR, A.: Die Jeckenbacher Schwelle. Ein palaeogeographisches Element der Saar-Nahe-Senke zur Rotliegendzeit. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **60**, HEINZ-TOBIEN-Festschr., S. 298—307, Wiesbaden 1971.
- WEISS, E.: Geologische Mitteilungen über das Saar Nahegebiet. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., S. 862—865, Stuttgart 1872.

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	60	HEINZ-TOBIEN- Festschrift	S. 298–307	2 Abb.	1 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1971
-----------------------------------	----	------------------------------	------------	--------	--------	--------	----------------

Die Jeckenbacher Schwelle

Ein paläogeographisches Element der Saar-Nahe Senke zur Rotliegendzeit

Von

ALBERT-KARL THEUERJAHR, Mainz*

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

Inhalt

1. Einleitung und Übersicht	298
2. Die lithofazielle Entwicklung der Rotliegendensedimente im Gebiet von Jeckenbach	299
2.1. Sedimentmächtigkeiten	299
2.2. Schleif- und Rillenmarken	301
2.3. Sandballengefüge	302
2.4. Kalksteine und karbonathaltige Sandsteine	302
2.5. Pyritbildungen	302
2.6. Pflanzenhäckselbänder	303
2.7. Erosionsrinnen	304
3. Hinweis auf eine Möglichkeit der genetischen Deutung	304
4. Zusammenfassung	305
Schriftenverzeichnis	306

I. Einleitung und Übersicht

Der zur Diskussion stehende Untersuchungsraum gehört hinsichtlich der naturräumlichen Gliederung Südwestdeutschlands dem Saar-Nahe Berg- und Hügelland an (Abb. 1). Er liegt auf den TK 25 Bl. 6211 Sobernheim und Bl. 6311 Lauterecken. Das vorgelegte Untersuchungsmaterial wurde im Herbst 1967 und Frühjahr 1968 im Anschluß an eine Diplomkartierung zusammengestellt.

Die Sedimentserien im Bereich der Ortschaft Jeckenbach östlich von Meisenheim/Glan gehören dem Rotliegenden der Saar-Nahe Senke an. Die Abfolge umfaßt den Abschnitt zwischen der Oberen Kuseler und der Grenzlager-Gruppe. Da das Arbeitsgebiet auf der Südostflanke der Nahe-Mulde liegt, gelangt man von SE nach NW in jüngere stratigraphische Einheiten.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. A.-K. THEUERJAHR, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität, 65 Mainz, Saarstraße 21.

Als Ergebnis einer detaillierten Kartierung zeichnet sich im Raum Medard-Löllbach-Jeckenbach eine SE-NW bis NNW-SSE verlaufende Schwelle ab, deren Existenz anhand einiger Beobachtungen aus dem Bereich der Lebacher und Grenz-lager-Gruppe belegt werden soll.

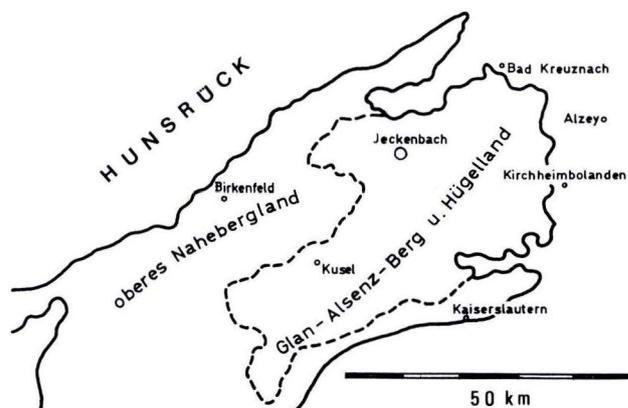


Abb. 1. Die naturräumliche Gliederung des Saar-Nahe-Gebiets; ○ = Jeckenbach.

Bereits in der Bausandsteinfolge (Obere Kuseler Gruppe) sind nördlich von Medard die ersten Anzeichen einer Mächtigkeitsabnahme zu erkennen. Wesentlich eindeutiger hebt sich dieses Schwellengebiet in der faziellen Entwicklung der Lebacher Gruppe ab (Abb. 2). Hinsichtlich der Gliederung der Unteren Lebacher Gruppe in „Rotfolgen“ (R_I – R_{VI})¹⁾ im Wechsel mit grauen und gelben Sedimentserien, einer substantiell sehr charakteristischen sedimentologischen Ausbildung und begünstigt durch relativ gute Aufschlußverhältnisse, sind die einzelnen lithologischen Einheiten z. T. ohne Unterbrechung im Streichen durch den gesamten Untersuchungsbereich hindurch zu verfolgen. In ihrer sedimentologischen Gesamterscheinung liefern sie zahlreiche Hinweise für die Anwesenheit einer Schwelle im Gebiet von Jeckenbach zur Zeit des Unter- und tiefsten Ober-Rotliegenden. Aus Platzmangel kann in diesem Beitrag nur auf einige Beispiele eingegangen werden.

2. Die lithofazielle Entwicklung der Rotliegendesedimente im Gebiet von Jeckenbach

2.1. Sedimentmächtigkeit

Recht instruktiv erscheint die Gegenüberstellung der Mächtigkeiten einzelner Sedimentfolgen. In Tab. 1 sind für das Gebiet zwischen den Straßen Jeckenbach—Hundsbach und Desloch—Lauschied für einige Sedimentserien (Abb. 2) die Mächtigkeiten im Bereich der Schwelle und der an sie im Südwesten und Nordosten angrenzenden Becken zusammengestellt.

¹⁾ Da sie über größere Erstreckung durchgehend rot gefärbt sind und stratigraphisch in ihren Bereich die Alzenser Rotfolge (FALKE 1950, HABICHT 1951) fällt, werden sie als „Rotfolgen“ bezeichnet und zusätzlich vom Lgd. z. Hgd. mit römischen Zahlen (R_I – R_{VI}) versehen.

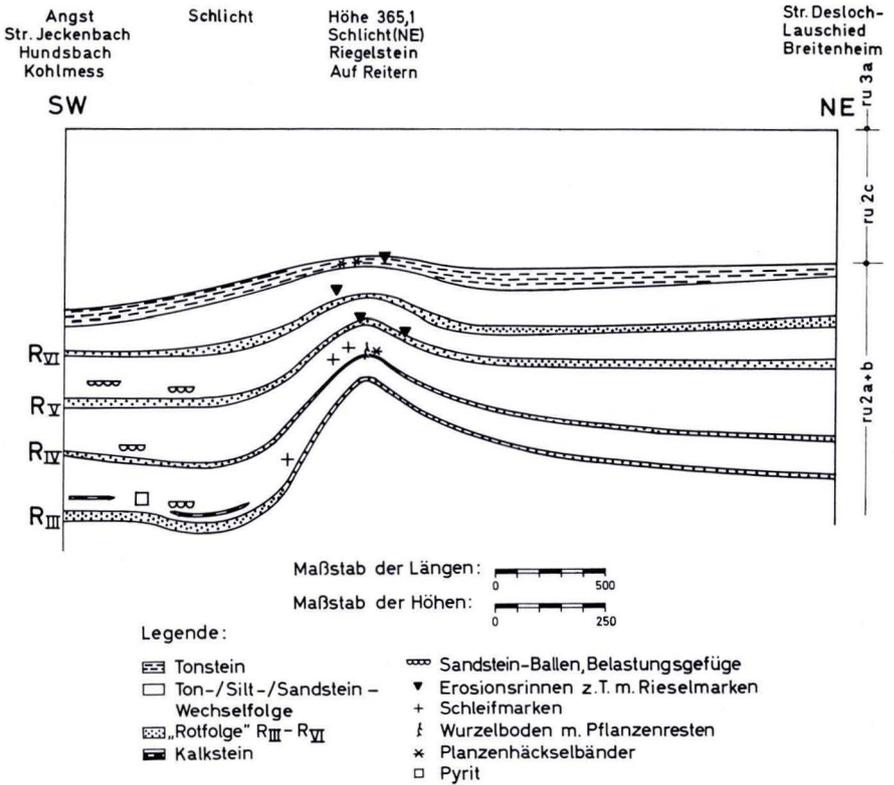


Abb. 2. Schematisches Profil durch die Lebacher Gruppe (ab Basis R_{III}) im Gebiet von Jeckenbach. Bezugsniveau: Grenze Lebacher-/Tholeyer Gruppe.

Tab. 1. Sedimentmächtigkeiten

Sedimentfolge	Mächtigkeiten (m)			(1)%
	SW-Becken	Schwelle	NE-Becken	
Wechselfolge i. Hgd. v. R _{III}	65	36	55	55
R _{IV}	12	3	8	25
Wechselfolge i. Hgd. v. R _{IV}	90	50	110	56
R _V	12	10	17	83
Wechselfolge i. Hgd. v. R _V	68	35	55	52
R _{VI}	16	8	18	50
Wechselfolge i. Hgd. v. R _{VI}	70	45	65	64
Tonsteinfolge	25	17	33	68
Sandsteinserie	65	30	48	46
Ton-/Siltsteinfolge	18	3	9	17

Bezieht man die Mächtigkeiten der Wechselfolgen und „Rotfolgen“ auf die im diagenetisch verfestigten Zustand ermittelten Werte, so wurden zur Zeit der Unteren Lebacher Gruppe — vergleicht man die Schwellenregion mit dem südwestlich sich

anschließenden Becken — auf der Schwelle nur ca. 55 % der im Becken abgelagerten Substanzmenge sedimentiert. Dieser Mittelwert, der auf den Daten der Tab. 1 beruht, wird durch die Angaben der Spalte (1) ergänzt. Es ist ersichtlich, daß die auf die einzelnen Folgen bezogenen Werte stark variieren. Diese Unterschiede dürften in den ton- und siltreichen Profilschnitten bei Berücksichtigung der unterschiedlichen Kompaktion von Ton, Silt und Sand eine erhebliche Reduktion erfahren. Eine entsprechende Aussage, die den Kompaktionsfaktor mit einbezieht, würde im vorliegenden Untersuchungsgebiet die genaue prozentuale und quantitative sediment-petrographische Aufnahme des Stoffbestandes voraussetzen.

Während sich in den Sedimentfolgen im tieferen Teil der Oberen Lebacher Gruppe noch beachtliche Mächtigkeitsunterschiede zwischen Schwellen- und Beckenregion abzeichnen, macht sich in den Sand- und Siltsteinen zum Hangenden hin ein Ausgleich bemerkbar. Diese Entwicklung spiegelt sich in der Gegenüberstellung der Gesamtmächtigkeiten wider. Während auf der Schwelle eine Mächtigkeit von ca. 210 m erreicht wird, ist im SW-Becken ein Wert von ca. 300 m zu verzeichnen; d. h. die ermittelten Sedimentmächtigkeiten unterscheiden sich nur noch um 30 %. Dieser Betrag basiert weitgehend auf den Mächtigkeitsschwankungen der Tonstein- und Silt-/Sandsteinfolgen im unteren Abschnitt der Oberen Lebacher Gruppe.

Bedingt durch die tektonische Situation im Bereich nördlich von Jeckenbach läßt sich im Hinblick auf das Weiterbestehen der Schwelle zur Zeit der Tholeyer Gruppe keine genaue Aussage machen.

Den nächsten Hinweis, der das Vorhandensein der Schwelle belegt, findet man in der „Unteren Abteilung der Grenzlager-Gruppe“ nördlich des Hohnknöpfchen zwischen Bärweiler und Hundsbach. In diesem Bereich fehlen die basalen, z. T. grobklastischen Einheiten an der Basis der Grenzlager-Gruppe (THEUERJAHN 1967) völlig. Da der Anteil und das Auftreten der Konglomerateinschlüsse innerhalb der Gesamtabfolge in den südwestlich und nordöstlich an die Schwelle angrenzenden Gebieten voneinander abweicht, kann angenommen werden, daß die Schwelle zur Zeit ihrer Schüttungen als geomorphologischer Faktor in Erscheinung trat.

2.2. Schleif- und Rillenmarken (groove casts)

In den Wechsellagerungen im Hangenden der „Rotfolgen R_{III} und R_{IV} (Abb. 2) sind auf den Schichtflächen von Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen stark ausgeprägte Schleifmarken zu beobachten. Sie kommen häufig in \pm parallel verlaufenden Scharen von 6 bis ca. 20 cm Breite vor. In Ausnahmefällen können sie auch ganze Schichtflächen bedecken. Derartige Beobachtungen sind vor allen in Silt/Sandsteinserien im Hangenden der „Rotfolge“ R_{IV} im kleinen Taleinschnitt nordwestlich des Riegelsteins bei Jeckenbach anzustellen. Bei gleichzeitigem Auftreten von Pflanzenhäckseln und bis zu 20 cm langen Pflanzenachsen im Verband mit isolierten Schleifmarken dürfte die Bildungsursache auf durch die Strömung verfrachtete Pflanzenteile zurückzuführen sein. Nach PLESSMANN 1961 ist jedoch die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sich Schleifmarkenscharen auch dann bilden, wenn Suspensionen aus Substanzen unterschiedlicher Beschaffenheit über noch nicht verfestigte Sedimente hinweggleiten.

2.3. Sandballengefüge

Gefügemerkmale, die den von PETTIJOHN & POTTER (1964) mit „Ballengefüge“ umschriebenen Strukturen zuzuordnen sind, können hauptsächlich im südwestlich an die Schwelle anschließenden Beckenbereich beobachtet werden.

Im Liegenden einer in ihrer Mächtigkeit stark schwankenden Sandsteinbank in der Sedimentfolge im Hangenden der „Rotfolge“ R_V findet man in einem Tonstein zahlreiche z. T. bis zu metergroße Sandsteinballen (Tafel I Fig. 1, 2), die in einigen Fällen noch eine kaminartige Verbindung zur überlagernden Sandsteinbank besitzen. An anderer Stelle sind an der Sohlfläche dieser Sandsteinschüttung lediglich stark ausgeprägte Belastungsmarken zu erkennen (Taf. I Fig. 3). Diese Erscheinungen weisen auf einen abrupten Antransport der Sande hin, die in die weiche tonige Unterlage z. T. „tropfenförmig“ einsinken konnten. Extreme Belastungsmarken und Sandstein-Ballen sind besonders gut an den Straßenanschnitten der Straße Jeckenbach–Hundsbach zu beobachten. Ähnliche Gefügeerscheinungen treten in den Wechselfolgen im Hangenden der „Rotfolgen“ R_{III} und R_{IV} auf.

Obwohl eine direkte Zuordnung von Schleifmarken und Sandstein-Ballen nicht durchführbar ist, ist eine ursächliche Abhängigkeit der beiden sedimentologischen Faktoren nicht ausgeschlossen. Hierfür spricht auch die Tatsache, daß die entsprechenden Beobachtungen — bezogen auf die jeweilig liegende „Rotfolge“ — im \pm gleichen Niveau der Abfolge zu machen sind. Es darf angenommen werden, daß in Anlehnung an die von PLESSMANN gegebene Erklärungsmöglichkeit, ein Teil der Schleifmarken auf lokal engbegrenzte Suspensionsströme zurückzuführen ist. Diese Erscheinungen deuten in ihrer räumlichen Lage zur Schwellenregion auf die Wahrscheinlichkeit hin, daß die Jeckenbacher Schwelle zumindest zeitweilig als morphologische Erhebung über den ehemaligen Seeboden aufragte.

2.4. Kalksteine und karbonathaltige Sandsteine

Im unteren Teil der Wechselfolge im Hangenden der R_{III} findet man im Bereich der Straße Jeckenbach–Hundsbach westlich von Jeckenbach dunkelgraue bis schwarze Kalke, die in nordöstlicher Richtung geringmächtiger werden und im Bereich der Schwelle nicht mehr anzutreffen sind. Eine ähnliche Entwicklung zeichnet sich in der Verbreitung der karbonathaltigen Sandsteine in den Sedimentfolgen im Hangenden der R_{III} und R_V ab. In beiden Wechsellagerungen nimmt der Karbonatgehalt in den Sandsteinen zur Schwelle hin ab bzw. verschwindet vollständig.

Das Aussetzen der Kalksteine und das Zurücktreten bzw. Verschwinden der karbonathaltigen Sandsteine im Schwellenbereich dürfte auf unterschiedliche physikochemische Voraussetzungen in den Ablagerungsbereichen zurückzuführen sein.

2.5. Pyritbildungen

Pyritbildungen in mannigfaltiger Erscheinungsform sind nahezu in der gesamten Unteren Lebacher Gruppe (ru 2a + b) anzutreffen. Im Gebiet von Jeckenbach erscheint Pyrit vor allem in der Ton-Siltstein-Folge der R_{III} . In ähnlicher Häufigkeit treten Pyritbildungen in der Wechsellagerung im Hangenden der R_{III} unmittelbar nordwestlich von Jeckenbach auf. Hier sind in einem horizontalgeschichteten, fein-

körnigen, glimmerreichen Sandstein bis zu 0,7 cm dicke, im randlichen Bereich fingerförmig zerlappte Pyritausfällungen anzutreffen, die einen Durchmesser von maximal 30 cm erreichen. Häufig schalten sich in diese Sandsteine dünne Tonsteinlamellen ein, die den Sandsteinen ein sehr gleichmäßig grau/schwarz gebändertes Aussehen verleihen. In der gleichen Sedimentserie sind im Gebiet der Schwelle keine Pyritbildungen zu erkennen. In vielen Fällen ist das Erscheinen des Pyrits mit einer sehr unterschiedlichen Pflanzenhäckselführung verbunden, die im gleichen Umfang in den entsprechenden Sedimenten im Bereich der Schwelle anzutreffen ist. Ähnliche Beobachtungen sind in äquivalenter Weise in anderen Silt- und Sandsteinserien im Untersuchungsraum nordwestlich und nördlich von Jeckenbach anzustellen.

Aus der Verbreitung der Pyritbildungen und der Art ihres Auftretens kann mit Vorbehalt angenommen werden, daß die Voraussetzung für ihre Entstehung nicht oder doch nur sehr bedingt mit ionarem Lösungstransport und Ausfällung um „punktförmige Kerne“ mit spezifischen pH-Eh-Aureolen angesehen werden kann, wie es hinreichend bei der Bildung von Toneisensteingeoden bekannt ist. Die Pyritbildungen treten in den angesprochenen Fällen zumeist in kompakten Lagen und nicht in der Form von Imprägnationen auf. Es ist daher kein Anhaltspunkt gegeben — in Analogie zu frühdiagenetisch gebildeten Toneisensteingeoden — über eine „eingefrorene Kompaktionsphase“ im Vergleich mit der Kompaktion des umgebenden Sediments auf den Zeitpunkt ihrer Entstehung zu schließen.

Nimmt man die Horizontalschichtung der Sand-, Silt- und Tonsteine als Indiz für eine relativ ruhige Sedimentation, dann wäre bei einem gut durchlüfteten Ablagerungsmilieu mit einer Bodenfauna zu rechnen. Anzeichen für eine bioturbate Tätigkeit mit gleichzeitigem Auftreten von Muschelresten sind nur aus dem Bereich des Riegelsteins, d. h. aus dem Gebiet der Schwelle bekannt geworden. Bei der Annahme einer ruhigen Sedimentation und fehlender Bioturbation kann für den südwestlich an die Schwelle anschließenden Sedimentationsbereich mit zeitweilig reduzierenden Bedingungen in einem schlecht durchlüfteten Milieu geschlossen werden. Der Eh-Nullspiegel lag vermutlich sehr nahe der Sedimentoberfläche oder bei extremen Bedingungen an der Sediment/Wasser-Grenze selbst. Das Auftreten von Toneisensteingeoden im gleichen Sedimentverband weist ebenfalls auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu hin (TEODOROVICH 1947).

Das dargelegte Beobachtungsmaterial hinsichtlich der Verbreitung des Pyrits im Gebiet von Jeckenbach läßt die Annahme zu, daß das Redoxpotential — als eine der wichtigsten physikochemischen Größen — im ehemaligen Sedimentationsraum, auf Grund einer wenn auch noch so geringen Seebeckenmorphologie, im Schwellen- und Beckenbereich derart differierte, daß in den tieferen Sedimentationszonen des Seebodens die Pyritbildung ermöglicht wurde, während die entsprechenden Vorbedingungen in der Schwellenregion nicht gegeben waren.

2.6. Pflanzenhäckselbänder

Im Gebiet des Riegelsteins nördlich von Jeckenbach sind ca. 2–3 m im Hangenden der R_{IV} graue Tonsteine in Wechsellagerung mit glimmerreichen, feinkörnigen

Sandsteinen zu beobachten. Für die Sandsteine sind starke Pflanzenhäckselanreicherungen charakteristisch. Auf einzelnen Schichtflächen sind diese Pflanzenreste in \pm lockeren, 2–3 cm breiten, girlandenartigen bis schlangenförmig gewundenen Streifen angeordnet. Diese Erscheinungen erinnern an kleine Spülsäume, wie sie an flachen Uferzonen rezenter Gewässer bei Anwesenheit angedrifteter Pflanzenreste sich bilden (HÄNTZSCHEL 1949, WASMUND 1930 u. a.).

2.7. Erosionsrinnen

Neben den großen bis zu meterbreiten Erosionsrinnen, die vorwiegend in den mächtigen Sandschüttungen und hier speziell in den „Rotfolgen“ anzutreffen sind, findet man unmittelbar im Hangenden der R_V und R_{VI} vereinzelt kleine z. T. nur mm bis cm tiefe Erosionsrinnen. In Ausnahmefällen ist auf größeren Sandsteinplatten die Feststellung zu machen, daß die letztgenannten Erosionsrinnen aus dem Zusammenschluß zahlreicher Rieselmarken hervorgehen. Ähnliche Strömungsmarken hat LUTZNER (1966) aus den Rotliegendensedimenten des Thüringer Waldes beschrieben. Im Gebiet von Jeckenbach sind diese Schichtflächenmarken ausschließlich im Bereich der geringsten Sedimentmächtigkeiten erkennbar. Nach REINECK (1970) können diese Erosionsrinnen nur subaerisch entstehen. Eine ausschließlich subaerische Bildungsursache würde jedoch die zwangsläufige Folgerung nach sich ziehen, daß die Sedimente im höheren Teil der Unteren Lebacher Gruppe (ru 2a+b) im Bereich der Schwelle zeitweilig über den Seespiegel aufragten. Es kann jedoch nicht entschieden werden, inwieweit eine Aufwärtsbewegung der Schwelle bzw. eine Senkung des Wasserstandes die Voraussetzung für die Bildung dieser Sedimentmarken geschaffen hat.

3. Hinweis auf eine Möglichkeit der genetischen Deutung

Im Anschluß an die Zusammenstellung einiger Kriterien, die die Existenz einer Schwelle im Gebiet von Jeckenbach belegen, stellt sich die Frage nach dem auslösenden Moment dieser von der Oberen Kuseler Gruppe bis in die „Untere Abteilung der Grenzlager-Gruppe“ synsedimentär wirksamen NNW–SSE verlaufenden Struktur.

Bei einem Blick auf die geol. Karte fällt auf, daß in nächster Nachbarschaft bzw. auf der Schwelle drei Intrusiva liegen. Es handelt sich um folgende drei Magmatitkörper:²⁾

1. Der Kuselit von Lauterecken—Medard
2. Der Kuselit an der Straße Jeckenbach—Löllbach
3. Die Intrusiva zwischen der Straße Jeckenbach—Hundsbach und Bärweiler.

Der Kuselit von Lauterecken—Medard sitzt als gangförmige Intrusion in der Oberen Kuseler Gruppe, während der Kuselit zwischen Löllbach und Jeckenbach in die basalen Sedimentfolgen der Unteren Lebacher Gruppe intrudierte. Im Gebiet

²⁾ Die beiden Intrusivvorkommen bei Löllbach und Bärweiler werden gegenwärtig petrologisch-geochemisch bearbeitet.

zwischen der Straße Jeckenbach—Hundsbach und Bärweiler liegt ein großer Intrusivkörper in der „Oberen Abteilung der Tholeyer Gruppe“. Nordöstlich von Bärweiler ist in der „Unteren Abteilung der Grenzlager-Gruppe“ (THEUERJAHR 1967) ein Lagergang anzutreffen. Die beiden letztgenannten Intrusiva lassen auf Grund der relativ einheitlichen petrographischen Beschaffenheit und der räumlichen Lagerungsverhältnisse eine enge genetische Beziehung erwarten.

Ergänzend sei auf die relative Altersbeziehung dieser Intrusionen zur Bruchtektonik und zu den Effusiva des „Grenzlagers“ hingewiesen. Während Kuselit und „Grenzlager“ von den querschlägigen Störungen versetzt werden, reichen die Intrusiva im Gebiet von Bärweiler und Lauschied nach NE und SW bis an die Querstörungen heran ohne sie an irgend einer Stelle zu überschreiten. Demnach erfolgte die Platznahme der Kuselite und die Förderung der „Grenzlager“-Effusiva prätektonisch, der Aufstieg der Intrusionen in die Sedimente der „Oberen Abteilung der Tholeyer Gruppe“ und die „Untere Abteilung der Grenzlager-Gruppe“ mit großer Wahrscheinlichkeit posttektonisch. Die letztgenannten Intrusionen wären unter dieser Voraussetzung jünger als die „Grenzlager“-Effusiva.

Die räumliche Lage der Intrusiva zur Jeckenbacher Schwelle und die weitgespannte Abfolge ihres Aufdringens machen eine vulkanotektonische Entstehung der NNW—SSE verlaufenden Schwellenzone wahrscheinlich. Eine direkte Abhängigkeit und Zuordnung zwischen den bisher nur relativ zu bestimmenden Zeitpunkten der Intrusionen und den sich in der Schwellenregion zur Unterrotliegendzeit abzeichnenden Hebungstendenzen ist im Hinblick auf den gegenwärtigen Stand der Untersuchungen nur bedingt durchführbar.

Auf Grund der lithofaziellen Entwicklung ist mit Sicherheit die Aussage zu machen, daß die ersten Anzeichen, die auf die Existenz einer Schwelle im Gebiet von Jeckenbach hinweisen, in der Oberen Kuseler Gruppe zu beobachten sind. Sie dürften in ursächlicher Beziehung zur Kuselit-Intrusion im Bereich von Medard—Löllbach zu sehen sein. Demnach ist nicht von der Hand zu weisen, daß diese Intrusion mit großer Wahrscheinlichkeit bereits zur Zeit der Oberen Kuseler Gruppe stattgefunden hat. Von großem Interesse sind in diesem Zusammenhang die Untersuchungsergebnisse von SCHWAB (mündl. Mitt.) über das Alter der Kuselitintrusion vom Remigiusberg.

4. Zusammenfassung

Unter der Voraussetzung einer sehr charakteristisch gegliederten Sedimentabfolge und begünstigt durch relativ gute Aufschlußverhältnisse ist im Bereich von Jeckenbach westlich von Meisenheim eine detaillierte geologische Aufnahme der Rotliegendfolgen möglich.

Auf Grund der lithofaziellen Entwicklung zeichnet sich im Gebiet Medard — Löllbach — Jeckenbach eine NNW — SSE verlaufende Zone mit im Mittel um 55 % reduzierten Sedimentmächtigkeiten ab, die andeutungsweise bereits in der Bausandsteinfolge der Oberen Kuseler Gruppe zu erkennen ist. Diese Zone, die zur Zeit der Lebacher Gruppe permanent mit wechselnder Intensität das Sedimentationsgeschehen im Bereich von Jeckenbach prägt, hat noch zur Zeit der „Unteren Abteilung der

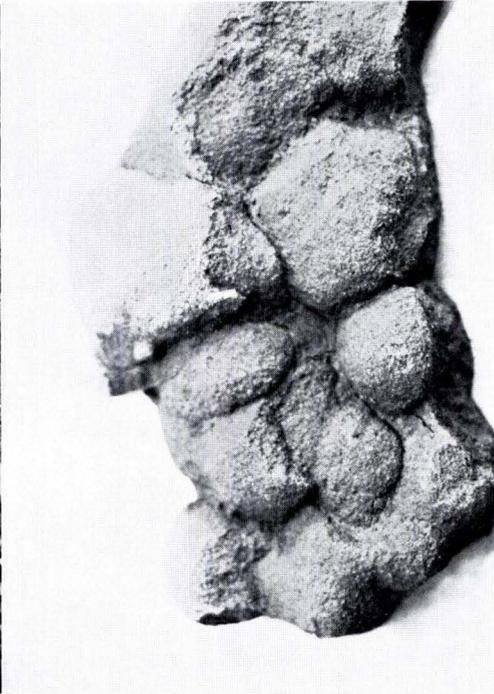
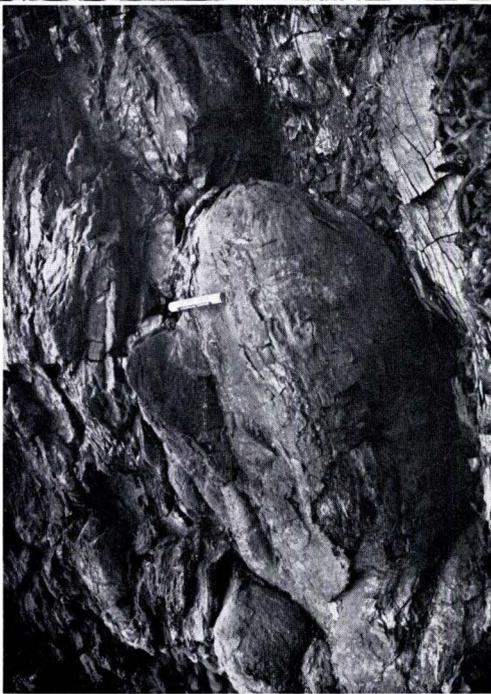
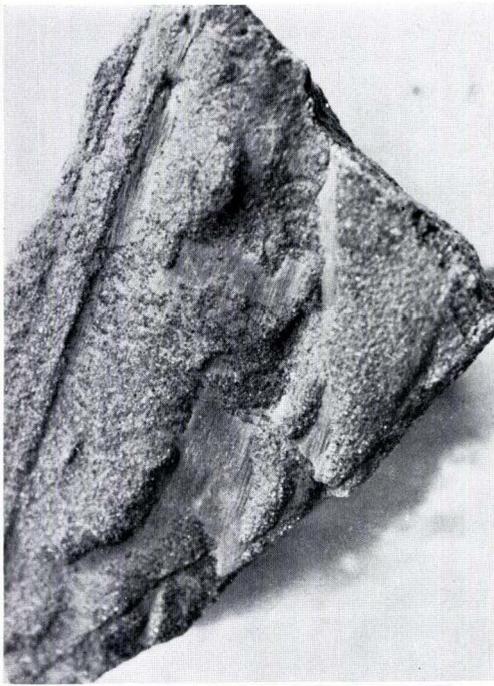
Grenzlager-Gruppe“ fortbestanden. Hierfür spricht die Tatsache, daß die basalen Grobschüttungen der „Unteren Abteilung der Grenzlager-Gruppe“ auf der Schwelle nicht zur Ablagerung gelangten. Das Auftreten spezifischer Schichtungsarten und Schichtflächenmarken (Schleifmarken, Erosionsrinnen mit Rieselmarken, Sandballen etc.) und die Verbreitung der Pyritbildungen, Kalksteine und karbonathaltigen Sedimenten können als weitere Hinweise für das Bestehen einer Schwelle angesehen werden, die den ehemaligen limnischen Sedimentationsraum zur höheren Rotliegendzeit in Teilbecken gliederte. Als Entstehungsursache der Jeckenbacher Schwelle können intrusionstektonische Vorgänge angenommen werden.

Summary³⁾: In the area of Jeckenbach west of Meisenheim a detailed mapping of the „Rotliegendes“ is possible because of a characteristically grouped rock sequence. According to the development of the lithofacies there exists a zone trending from NNW to SSE in the area of Medard—Löllbach—Jeckenbach. It is marked by sediments of about 55 % of reduced thickness on the average, compared with those of the neighbouring basins. This reduced thickness can already be recognized in the Upper Kusel Group (Bausandsteinfolge). This zone permanently and with varying intensity influenced the sedimentation in the area of Jeckenbach at the time of the Lebach Group and it still existed at the time of the Lower Grenzlager Group. This assumption is supported by the fact that the conglomerates and arkoses of the Lower Grenzlager Group did not reach the ridge. Further evidence for the existence of the ridge can be found in specific structures and the occurrence of pyrite, limestone and carbonate bearing sediments. This ridge divided the former basin of lacustrine sedimentation in various smaller basins at the time of the Lower and Upper „Rotliegendes“. The development of the Jeckenbach ridge is caused by hypabyssal intrusions.

Schriftenverzeichnis

- ALLEN, J. R. L.: Physical Processes of Sedimentation. — Earth Science Series 1, p. 248, (George Allen & Unwin Ltd.) 1970.
- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G.: Flume Experiments on the Orientation and Transport of Models and Shell Valves. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **7**, pp. 185—220, Amsterdam (Elsevier Publishing Company) 1970.
- CISSARZ, A.: Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. Stuttgart (Schweizerbart) 1965.
- CURTIS, C. D. & SPEARS, D. A.: The formation of sedimentary iron minerals. — Econ. Geol., **63**, pp. 257—270, 1968.
- ERDMANN KLINGNER, F.: Sediment-Rollen (Unterwasser-Gleitung) im Muschelsandstein bei Saarlautern. — Senckenberginia, **21**, 5/6, S. 311—314, Frankfurt a. M. 1939.
- FALKE, H.: Leithorizonte, Leitfolgen, und Leitgruppen im Pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **99**, S. 298—354, 1954.
- FÜCHTBAUER, H. & REINECK, H.-E.: Porosität und Verdichtung rezenter mariner Sedimente. — Sedimentology, **2**, S. 294—306, 1963.
- & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie Teil II. Sedimente und Gesteine. Stuttgart (Schweizerbart) 1970.

³⁾ Die vorliegende englische Zusammenfassung wurde freundlicherweise von Frl. cand. phil. B. SPÜHLER, Mainz, aus dem Deutschen übersetzt. Ihr sei hierfür an dieser Stelle herzlichst gedankt.



- GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L.: Solutions, minerals and equilibria. — Harper's Geosci. Ser., C. Cronlis (ed.), New York (Harper & Row) 1965.
- GRUMBT, E.: Schichtungstypen, Marken und synsedimentäre Deformationsgefüge im Buntsandstein Südthüringens. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., **11**, 1/2, S. 217—234, 1966.
- HÄNTZSCHEL, W.: Bogige Spülsäume aus Schnee. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **19**, S. 86—88, Hamburg 1949.
- KLIPPEL, J.: Zur Textur rezenter Schlamm-Ablagerungen. — Senckenbergia, **21**, 3/4, S. 292—296, Frankfurt a. M. 1939.
- LINCK, O.: Drift-Marken von Schachtelhalm-Gewächsen aus dem mittleren Keuper (Trias). — Senck. leth., **37**, S. 39—51, Frankfurt a. M. 1956.
- LUTZNER, H.: Strömungsmarken aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes. — Geologie, **15**, 10, S. 1135—1160, 1966.
- PAPP, A.: Beobachtung über Sedimentsonderung und Spülsäume an Binnenmeeren. — Senckenbergia, **21**, 1, S. 113—118, Frankfurt a. M. 1939.
- PETTJOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and Glossary of primary sedimentary structures Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York (Springer) 1964.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb., **78**, S. 503—566, Hannover 1961.
- REINECK, H.-E.: Das Watt. 142 S., Frankfurt a. M. (Kramer) 1970.
- Der Küstensand. — Natur und Museum, **101**, 2, S. 45—60, Frankfurt a. M. 1971
- ROLL, H.: Strandsäume am Großen Plöner See. — Natur und Volk, **69**, 2, S. 79—82, Ber. senckenberg. naturforsch. Ges., Frankfurt a. M. 1939.
- SCHÄFER, W.: Aktuo-Paläontologie. 666 S., 227 Abb., 36 Taf., Frankfurt a. M. (Kramer) 1962.
- SCHÖTTLE, M.: Die Sedimente des Gnadensees. Ein Beitrag zur Sedimentbildung im Bodensee. — Arch. Hydrobiol./Suppl. **35**, 3, S. 255—308, Stuttgart (Schweizerbart) 1969.
- TEODOROVICH, G. I.: Sedimentary geochemical facies. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, **52**, Sec. Géol., 22, pp. 3—24, Moscou 1947.
- THEUERJAHR, A.-K.: Zur Geologie der Nordwest-Flanke des Pfälzer Sattels im Gebiet von Lauterecken-Hundsbach-Bärweiler-Breitenheim. Unveröff. Dipl.-Arbeit, 186 S., 16 Abb., 56 Prof., 2 tekt. Ktn., 1 geol. Kte., 1967
- WASMUND, E.: Lakustrische Unterwasserböden. In: Der Boden als oberste Schicht der Erdoberfläche. Handb. Bodenlehre, S. 97—189, Berlin (Springer) 1930.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Fig. 1. Sandstein-Ballen in der Unt. Lebacher Gruppe NW Jeckenbach (Maßstab: siehe Filzschreiber).

Fig. 2. Sandstein-Ballen isoliert im Tonstein liegend.

Fig. 3. „load casts“ an der Straße Jeckenbach-Hundsbach. Länge der abgebildeten Probe ca. 50 cm.

Fig. 4. Strömungswülste von Streifenmarken überprägt. Riegelstein N Jeckenbach. Länge der Probe ca. 23 cm.

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER

Regierungsdirektor

im Hessischen Landesamt für Bodenforschung

62 Wiesbaden, Leberberg 9

Herstellung: Universitätsdruckerei Mainz GmbH

