

Zur Stratigraphie und Fazies
des Ober-Devons
in der Waldecker Hauptmulde

Von

Arnold Rabien

Wiesbaden

Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

Herausgegeben von

der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1956

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben von
der Direktion des Hessischen Landesamtes
für Bodenforschung

Heft 16

Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde

Von

Arnold Rabien

Wiesbaden

Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

Herausgegeben von

der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1956

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abh. hess. L.-Amt Bodenforschung	16	83 S.	2 Abb.	2 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden, 18. 2. 1956
----------------------------------	----	-------	--------	--------	--------	------------------------

Inhalt

A. Einleitung	7
I. Die Lage des Arbeitsgebietes	7
II. Die geologische Erforschung	7
B. Die Stratigraphie	10
I. Das Mittel-Devon (tm)	10
a) Die Eifel-Stufe (te)	10
b) Die Givet-Stufe (tv)	11
c) Die Grenze Mittel/Ober-Devon (tm/to)	12
II. Das Ober-Devon (to)	14
a) Die Adorf-Stufe (ta)	14
1. Die Fauna und Chronologie	14
2. Die Schichtenfolge	16
b) Die Nehden-Stufe (tn)	20
1. Die Fauna und Chronologie	20
2. Die Schichtenfolge	21
c) Die Hemberg-Stufe (th)	25
1. Die Fauna und Chronologie	25
2. Die Schichtenfolge	26
d) Die Dasberg- und Wocklum-Stufe (td + tw)	28
1. Die Fauna und Chronologie	28
2. Die Schichtenfolge	29
C. Zur Fazies und Paläogeographie	33
I. Die Fazies-Begriffe	33
a) Vorbemerkungen	33
b) Die Fazies	33
c) Die rheinische und herzynische Fazies	34
d) Die Schwellen- und Becken-Fazies	34
e) Diskussion der Fazies-Begriffe	35
II. Die Cypridinen-Schiefer	37
a) Die benthonische Fauna	37
b) Die pelagische Fauna	41
c) Die ökologische Deutung der Cypridinschiefer-Fazies	42
III. Die Sandsteine	44
a) Die Strömungsmarken	44
b) Das Gefüge	45
c) Fazielle Kriterien	49
d) Die paläogeographische Deutung der Sandstein-Fazies	54
IV. Die Kalke	55
V. Der Fazies-Charakter des Untersuchungsgebietes	58
VI. Fazies-Entwicklung und Vergleich mit Nachbargebieten	59
VII. Zur Paläogeographie des Ablagerungsraumes	63
Zusammenfassung	72
Schriftenverzeichnis	78

A. Einleitung

I. Die Lage des Arbeitsgebietes

Die Geländeuntersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden am Ostrande des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges durchgeführt (siehe Abb. 1). Es handelt sich um ein stärker zertaltes Bergland im Einzugsgebiet der Diemel und Eder am Ostabfall des Hochsauerlandes; die Höhen erreichen 800 m, die Talböden gehen bis zu 400 m herab. Das oberdevonische Gebiet, in dem die Fossilaufsammlungen durchgeführt und ein kleiner Ausschnitt kartiert wurden, erstreckt sich über die Blätter Niedersfeld, Goddelsheim und Hallenberg. Wir befinden uns also im Westteil der Waldecker Hauptmulde. Mit diesem Namen bezeichnete PAECKELMANN (1928, 1934) das Oberdevon-Kulm-Gebiet südlich vom Ostsauerländer Hauptsattel, der größten tektonischen Einheit des östlichen Sauerlandes. Die wichtigsten Fundpunkte und Profile des unteren Oberdevons liegen im Nordteil der Waldecker Hauptmulde bei Usseln und Willingen; außerdem ein Adorf/Nehden-Profil bei Giebringhausen auf Bl. Adorf. Im Südteil der Waldecker Hauptmulde, südlich des Mitteldevon-Vorsprunges bei Usseln (Neerdarer Sattel), liegt das Kartierungsgebiet; dieser Teil lieferte vor allem Aufschlüsse im höheren Oberdevon (Taf. 3). Im Gebiet südlich des Medebach-Goldhausener Sattels, also bereits im Nordteil der Wittgensteiner Hauptmulde, wurden Vergleichsprofile aufgenommen und weiteres Ostracoden-Material gewonnen. Der südlichste Fundpunkt (Binsenbach) liegt bereits auf Bl. Battenberg, das sich im Süden von Bl. Hallenberg anschließt.

II. Die geologische Erforschung

Das Nordostende des Rheinischen Schiefergebirges — nördlich vom eigentlichen Arbeitsgebiet — gehört zu den klassischen Landschaften der Geologie; seit über 100 Jahren wurden hier von vielen namhaften Forschern spezielle stratigraphische Untersuchungen durchgeführt. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts waren es vor allem H. VON DECHEN, E. KAYSER, E. HOLZAPFEL und A. DENCKMANN, die einen wesentlichen Anteil an der stratigraphischen Erforschung hatten. Von besonderer Bedeutung für die Gliederung wurden die fossilreichen Cephalopodenkalke, die es dann WEDEKIND erlaubten, eine Orthochronologie des Oberdevons aufzustellen. Von W. PAECKELMANN, H. SCHMIDT, O. H. SCHINDEWOLF, W. LANGE und H. MATERN konnte die nach Goniatiten aufgestellte Stratigraphie des Oberdevons weiter ausgebaut und modifiziert werden. Dieses nördliche Anschlußgebiet wurde 1936 von der preuß. geol. Landesanstalt im Maßstab 1 : 25 000 geologisch dargestellt (Bl. Brilon, Adorf, Mengerlinghausen, Alme, Madfeld und Marsberg). Die stratigraphische Gliederung und Kartierung des dortigen Oberdevons in der für unsere Vergleiche wichtigen Beckenfazies verdanken wir in erster Linie PAECKELMANN.

Von dem engeren Arbeitsgebiet, auf Bl. Niedersfeld, Goddelsheim und Hallenberg, sind noch keine geologischen Spezialkarten erschienen. Die Ergebnisse der PAECKELMANN'schen Übersichtsbegehungen sowie die unveröffentlichten Kartierungen von W. SCHRIEL (Bl. Goddelsheim und Niedersfeld) und H. REICH (Bl. Hallenberg) konnten nicht herangezogen werden, da die stratigraphische Gliederung und Kartierung unabhängig von den bisher erarbeiteten Kenntnissen erfolgen mußte.

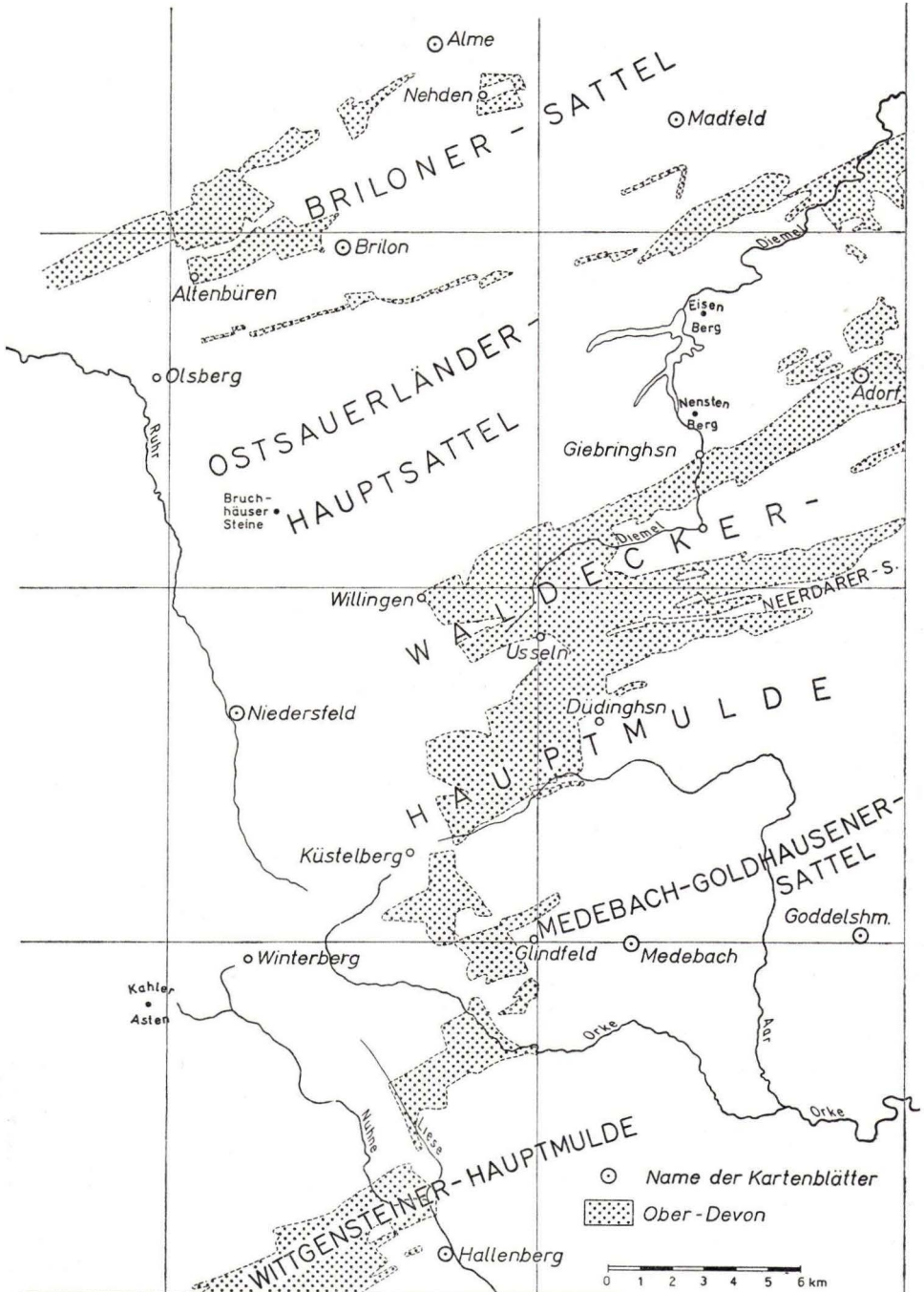


Abb. 1. Übersichts-Karte zur Lage des Arbeitsgebietes am Ostrand des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges. (Siehe auch Taf. 3).

Im Süden schließt sich das Oberdevon-Gebiet auf den Blättern Battenberg, Berleburg und Laasphe an, die von H. REICH aufgenommen wurden (siehe 1926, 1934, 1935). Das Anschlußblatt Biedenkopf wurde durch TH. SCHMIERER, Bl. Buchenau durch C. W. CORRENS kartiert (beide 1934 erschienen).

Die beste veröffentlichte Unterlage des Arbeitsgebietes bietet immer noch VON DECHEN's „Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“, Sektion Berleburg (Maßstab 1 : 80000, 2. Auflage 1879). Auf dieser Karte war die gesamte im Westen an das Oberdevon grenzende Schichtfolge als „Lenneschiefer“ bezeichnet worden. Die Grenze der Lenneschiefer gegen den „Flinz“ bzw. „Kramenzel“ entspricht etwa der Grenze des Mittel- gegen das Ober-Devon.

Stärkere Abweichungen zeigten sich im engeren Untersuchungsgebiet lediglich südlich von Usseln, wo auf der DECHEN-Karte die Lenneschiefer 3 km zu weit nach Osten in das Oberdevon-Gebiet eingreifen, sowie südlich von Küstelberg, wo am Rösberg (781 m) ebenfalls ein zu weites Vorstoßen der Lenneschiefer um etwa 1,5 km festgestellt wurde. Die Gliederung des Oberdevons in eine untere, als „Flinz“ und eine obere, als „Kramenzel“ bezeichnete Abteilung bewährte sich im Untersuchungsgebiet nicht. In dem „Flinz“-Gebiet von Usseln kommen auch Gesteinsserien des oberen Oberdevons vor; andererseits wurden die Schichten des unteren Oberdevons im Gebiet nordöstlich von Titmaringhausen auf der DECHEN-Karte als Kramenzel dargestellt.

Das Arbeitsgebiet wurde bisher außerdem auf folgenden geologischen Karten dargestellt: PAECKELMANN (1927): Geologische und tektonische Übersichtskarte des Rhein. Schiefergebirges. Diese Karte bedeutete für das Untersuchungsgebiet einen Rückschritt, da die Abgrenzungen gegen das Mitteldevon und den Kulm wesentlich ungenauer ausfielen als auf der DECHEN-Karte. Wie PAECKELMANN selbst bemerkte, besaß er über die Begrenzung des Mitteldevons und teilweise auch des Oberdevons im nordöstlichen Schiefergebirge nur ganz geringe Anhaltspunkte. „In solchen Gebieten mußte die Karte naturgemäß mit großem Pinsel gezeichnet werden“ (1927, S. 14). Die geologische Übersichtskarte (1 : 200000), die PAECKELMANN 1932 seiner Arbeit über die Rumpffläche beilegte, konnte noch nicht viel genauer als der erste Versuch sein, da nach seinen Angaben (S. 496) „das Gebiet zwischen Usseln und Winterberg so gut wie unerforscht“ war. Eine merkliche Verbesserung zeigt jedoch die 1933 den „Grundzügen der Tektonik des östlichen Sauerlandes“ beigegebene Übersichtskarte (1 : 150000). Sie verzeichnet vor allem ein größeres trapezförmiges oberdevonisches Gebiet südlich von Küstelberg, wo bisher das Oberdevon völlig ausgelassen worden war, außerdem stärkere Abänderungen auf Bl. Hallenberg. Diese Korrekturen erfolgten auf Grund von Übersichtsbegehungen, die PAECKELMANN inzwischen selbst ausführen konnte, sowie auf Grund der Aufnahmen, die von H. REICH auf Bl. Hallenberg ausgeführt worden waren. Selbstverständlich konnte auch diese Karte nur eine annäherungsweise Darstellung der allgemeinen Umgrenzungen geben, um einen Überblick über die größeren tektonischen Einheiten zu erhalten; eine Gliederung des Oberdevons in Stufen konnte im Rahmen des Maßstabs schon gar nicht erfolgen, wozu auch in unserem Untersuchungsgebiet keine Beobachtungen vorhanden waren.

Auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. HERMANN SCHMIDT (Göttingen), dem ich auch an dieser Stelle für stete Förderung danken möchte, wurden in dem oben umrissenen

Arbeitsgebiet geologische Untersuchungen durchgeführt, die das Ziel hatten, die Lücke zwischen dem PAECKELMANN'schen Kartierungsgebiet im Norden und den von REICH bearbeiteten Blättern im Süden zu schließen. Es sollte hierbei weder im Norden noch im Süden angeschlossen werden, um eine unabhängige, fossilmäßig begründete Stratigraphie aufzustellen. Im Laufe der Arbeit ergab sich, daß die primär wichtigste Aufgabe darin bestehen müsse, die häufigsten und wichtigsten Fossilien des Arbeitsgebietes, die oberdevonischen Ostracoden, taxionomisch und chronologisch zu bearbeiten. Nur so war es möglich, einige sehr ähnliche Schiefererien innerhalb des stark gefalteten und ungünstig aufgeschlossenen Gebietes unterscheiden zu können. Als Dissertation wurde daher zunächst eine paläontologische Untersuchung der Ostracoden in größerem Rahmen durchgeführt (A. RABIEN 1954). Die näheren chronologischen Begründungen der hier angewandten Ostracoden-Stratigraphie sind der angeführten Arbeit zu entnehmen; ebenfalls Angaben über die Häufigkeit der Arten sowie die genaue Lage, Beschreibung und Einstufung der Fundpunkte und Profile, die dort bereits in alphabetischer Reihenfolge gebracht wurden und daher hier nicht wiederholt werden sollen. Hinweise wie (Fp. Glindfeld a) sollen dem speziell Interessierten das Nachschlagen erleichtern (Fp. = Fundpunkt). Das gesamte Belegmaterial wurde im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen hinterlegt; einige Exemplare der Trilobiten befinden sich im Senckenberg-Museum in Frankfurt a. M. Frau Dr. h. c. EMMA RICHTER und Herrn Prof. Dr. RUDOLF RICHTER (Frankfurt a. M.), die in zuvorkommendster Weise die Trilobiten-Funde bearbeiteten und meine Bestimmungen überprüften, bin ich zu großem Danke verpflichtet. Herrn Dr. W. HÄNTZSCHEL (Hamburg) verdanke ich während der Drucklegung der Arbeit wertvolle Hinweise und Literaturangaben. Meiner Frau, Dr. ILSE RABIEN, danke ich für kritische Korrekturhilfe.

Die vorliegende Darstellung der Stratigraphie und Fazies im Westteil der Waldecker Hauptmulde ist eine, besonders im faziellen Teil erweiterte Fassung einer Schichtbeschreibung, die der Diplom-Kartierung beigegeben wurde. Die Einfügung allgemeinerer Ausführungen über die benutzten Fazies-Begriffe erschien wünschenswert, um Mißverständnissen vorzubeugen und die fazielle Beurteilung des Untersuchungsgebietes besser zu begründen. Unsere damalige auf Grund der Fazies vertretene Auffassung, daß wir es während des ganzen Oberdevons mit einem tiefen, küstenfernen Ablagerungsraum zu tun haben, kann durch zwei weitere Argumente vermehrt werden: durch die fazielle Deutung der bisher gefundenen Lebensspuren im Sinne von SEILACHER und durch die Erklärung des Ablagerungsmechanismus der Sandsteineinlagerungen im Sinne von RICH, KUENEN, MIGLIORINI und CAROZZI.

Der zusammenhängend kartierte Ausschnitt des Untersuchungsgebietes wurde im Maßstab 1:12500 aufgenommen. Für die auf Taf. 3 beigefügte, etwas vereinfachte Schwarzweiß-Wiedergabe mußte aus technischen Gründen nicht die übliche Verkleinerung auf 1:25000, sondern auf 1:31500 vorgenommen werden.

Abkürzungen

Bei den Trilobiten bedeutet: K = Kopf; MK = Mittelkopf; R = Rumpf; S = Schwanz; K + R + S = zusammenhängender Panzer; K — R + S = Panzer in SALTER'scher Einbettung; Kopf getrennt und in bestimmter inverser Lage vor dem R + S bzw. R liegend (siehe RUD. RICHTER 1937, S. 413—431).

Bl. = Blatt der topographischen oder geologischen Karte 1:25000 (siehe Abb. 1); P. = Punkt der topographischen Karte; R = Rechts-Wert, H = Hoch-Wert (Gitter-Koordinaten); Stbr. = Steinbruch; Fp. = Fundpunkt (bezogen auf die Liste in A. R. 1954, S. 224—249).

Die Abkürzungen für die Stufen sind den Überschriften zu entnehmen (siehe Inhaltsverzeichnis).

B. Die Stratigraphie

I. Das Mittel-Devon (tm)

a) Die Eifel-Stufe (te)

(= Unteres Mitteldevon, tmu)

Im W grenzen an das oberdevonische Kartierungsgebiet Schiefer- und Sandsteinserien des Mitteldevons. Diese mitteldevonischen Ablagerungen wurden bisher stratigraphisch noch nicht näher untersucht; die Anhaltspunkte zu einer Gliederung und

Parallelisierung mit Nachbargebieten sind einstweilen spärlich. Im Raum von Küstelberg grenzen — tektonisch bedingt — Gesteine der Eifel-Stufe unmittelbar an solche des Oberdevons. Diese Verhältnisse wurden bereits von PAECKELMANN erkannt und auf seiner Übersichtskarte dargestellt. Eine stratigraphische Gliederung des untermitteldevonischen Schichtkomplexes wurde von H. D. KNIPPING (1955) zwischen Winterberg und Hallenberg durchgeführt. Das untere Mitteldevon von Küstelberg stimmt faziell gut überein mit der Serie, die von KNIPPING als teW_{2-3} zusammengefaßt wurde. Es handelt sich um blaugraue, feinsandige, kalkfreie Tonschiefer mit gelegentlichen Einschaltungen dünner sandiger und schwach kalkiger Lagen. Außerdem kommen in den Schiefeln Tuffbänke vor, die als Äquivalente des sauren Vulkanismus der Eifel-Stufe auf Bl. Brilon und Adorf betrachtet werden können (Bruchhauser Steine). An der Straße Küstelberg—Medebach sind 2 Bänke von 40 und 13 cm Mächtigkeit aufgeschlossen (20—25 m östl. km 5,6). Am Wege von Küstelberg zum Hille-Kpf. kommen im Wegeinschnitt östlich der „75“ dünne, tektonisch stark beanspruchte Tufflagen vor.

Am Ostrand von Küstelberg, im Dittelsbachtal nahe der tektonischen Grenze zum Oberdevon sowie südlich von Küstelberg fanden sich in diesen Schichten einige Brachiopoden: Vorherrschend *Dalmanella tetragona* (F. ROEMER) und *Cyrtina heteroclyta* DEFRANCE; außerdem *Hysterolithes (Acrospirifer) supraspeciosus?* und *Atrypa reticularis*. Diese Fauna gehört wahrscheinlich noch zur Eifel-Stufe.

Im Hangenden treten Quarzite auf, die anscheinend nur eine sehr geringe Mächtigkeit haben. Sie dürften etwa den Wilzenberg-Schichten im W bzw. dem Eisenberg-Quarzit am Diemel-Stausee entsprechen, also auch noch in die Eifel-Stufe gehören. An der großen Schloßberg-Verwerfung, westlich der Höhe 758, grenzen diese Schichten (nach Lesesteinen) unmittelbar an die Sandsteine der Nehden-Stufe. Beide Gesteinsserien lassen sich dadurch unterscheiden, daß die typischen Sandsteine der „Wilzenberg-Schichten“ quarzitischer, glimmerärmer und heller sind als die des Oberdevons. In der Textur ihrer Winkelschichtung und Wulstung sowie in den Spuren und Marken ihrer Schichtunterseiten ähneln sich aber beide Sandstein-Serien außerordentlich, und es kommen auch in beiden Schichtfolgen grünlichgraue, stärker glimmerhaltige Varietäten vor, die rein makroskopisch nicht unterschieden werden können.

b) Die Givet-Stufe (tv) (= Oberes Mitteldevon, tmo)

Im Einzugsgebiet der Wilden Ah westlich von Titmaringhausen sowie im oberen Diemel-Gebiet zwischen dem Knollen und Usseln grenzen die Schichten des Oberen Mitteldevons unmittelbar an die des Oberdevons. Die genaue stratigraphische Grenze läßt sich aber auch in diesem Bereich nur an einem Punkte nachweisen, auf weite Strecken fällt sie tektonisch aus oder läßt sich wegen der gleichförmigen Tentaculiten-Schiefer-Fazies nicht scharf festlegen. Die Hauptmenge der obermitteldevonischen Ablagerungen besteht aus blauschwarzen, schwarzen oder dunkelgrauen, feinglimmerigen Tonschiefeln mit wechselndem Gehalt an Feinsand, der zu dünnen Lagen angereichert sein kann und so eine \pm deutliche helle Feinschichtung bewirkt. Außerdem sind dünne Kalk- und Kalksandbänkchen eingelagert. Außer Styliolinen und

Tentaculiten fanden sich im Bachtal südwestlich Titmaringhausen bei P. 591 (RABIEN 1954: Fp. Titmaringhausen aa und ab):

Agoniatites obliquus WHIDBORNE 1889

Sobolewia sp.

Entomozoe (Richteria) fragilis (F. A. ROEMER 1850).

An der Grenze Mittel/Oberdevon ist eine an mehreren Fundpunkten aufgeschlossene Serie entwickelt, die sich noch nicht näher einstufen läßt. Sie besteht aus dunkelgrauen bis blauschwarzen, rauhen, feinsandigen, kalkarmen, feinglimmerigen Schiefern, die durch dünne, helle Sandlagen gebändert werden. Es wurden weitnabelige Goniatiten-Reste gefunden, die sich jedoch wegen schlechter Erhaltung nicht mehr bestimmen lassen. Außerdem:

Phacops (Phacops) cf. koeneni HOLZAPFEL 1895

Entomozoe (Richteria) fragilis (F. A. ROEMER 1850)

Novakia acuaria (REINH. RICHTER 1854)

Styliolina fissurella HALL 1843

Posidonia hians (WALDSCHMIDT 1885)

Da die für die Untere Adorf-Stufe bezeichnenden *Franklinella*-Arten noch nicht vorkommen, wurde bei der Kartierung dieser Grenzhorizont beim Mitteldevon belassen; die besten Aufschlüsse liegen nordwestlich von Titmaringhausen im Wameckerstal und südwestlich von Titmaringhausen im Grundwassertal (RABIEN 1954: Fp. Titmaringhausen ac, ad, af, il).

Als Äquivalente des Nensten-Quarzites vom Diemel-See sind hellgraue bis grüngraue, quarzitische Sandsteine eingeschaltet. Die einzelnen Sandsteinbänke zeigen Schrägschichtung mit Glimmeranreicherungen auf den inneren Feinschichten, Wulstung und Wurm Spuren an den Schichtunterseiten. Einen guten Aufschluß in dieser intensiv verfalteten, dünnbankigen Serie bietet ein Steinbruch am SW-Hang des Emmet südwestlich Usseln (Bl. Niedersfeld: R 7475, H 8150). Im allgemeinen Habitus können diese Sandsteine den dünnbankigen Sandsteinen der Nehden-Stufe sehr ähnlich werden.

Hierauf ist es wohl auch zurückzuführen, daß auf der DECHEN-Karte das Gebiet der Lenneschiefer vom Emmet aus bis weit über den kahlen Pön nach E verlängert wurde, obwohl dieses Gebiet östlich der Diemel vorwiegend von Gesteinen der Nehden-Stufe aufgebaut wird.

c) Die Grenze Mittel/Ober-Devon (tm/to)

Am Südflügel des Ostsauerländer Hauptsattels ist die oberste Givet-Stufe auf den Blättern Adorf und Brilon in der Flinz-Fazies entwickelt, d. h. sie besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen, an Bitumen und Schwefelkies reichen Stinkkalken und Schiefern (siehe PAECKELMANN 1928, S. 393—397 und Erl. der Bl. Adorf und Brilon). Diese Flinz-Fazies greift bis auf den Nordostteil des Bl. Niedersfeld über und findet sich ausgezeichnet aufgeschlossen an der Eisenbahnstrecke zwischen Willingen und dem Haltepunkt Stryck, sowie im Bahneinschnitt westlich des Bahnhofes Usseln. Bei einer gemeinsamen Begehung von H. SCHMIDT, PAECKELMANN und SCHLÜTER wurde in der Flinzserie westlich vom Haltepunkt Stryck *Stringocephalus burtini* gefunden, so daß die entsprechenden Schichten mit Sicherheit dem Oberen Mitteldevon zugewiesen werden können (SCHLÜTER 1928, S. 202).

Eigene Aufsammlungen ergaben, daß am Westende dieses Aufschlusses (bei Bahn-km 60,980) unmittelbar über den Flinzkalken (Taf. I Fig. 1) in schwarzen, grau-verwitternden Schiefeln Ostracoden auftreten, die für die Untere Adorf-Stufe charakteristisch sind: *Franklinella torleyi* (MATERN) und *F. latesulcata* (PAECKELMANN), vergesellschaftet mit Massenanhäufungen von *Styliolina fissurella* (HALL) sowie Einzel-exemplaren von *Camarotoechia rotundata* MÜNSTER und *Hyalolithes striolatus* HOLZAPFEL (Fp. Willingen a 1; die Kalkbänke von Taf. I Fig. 1 liegen invers, die angeführte, stratigraphisch überlagernde Fundschicht folgt nach W, links im Bilde).

Im Bahneinschnitt westlich vom Bahnhof Usseln wird die Flinzserie von den typischen Bänderschiefeln der Adorf-Stufe überlagert. In den unteren 1—2 Metern über den Flinzschiefern fanden sich wiederum nur *Franklinella torleyi* und *F. latesulcata* verhältnismäßig selten unter massenhaft Exemplaren von *Styliolina fissurella*. Es lag daher nahe, die Grenze des Mitteldevons gegen das Oberdevon zwischen die erwiesenermaßen mitteldevonische Flinzkalk-Serie und die *Franklinella* führenden Bänderschiefer zu legen, zumal hier auch ein petrographischer Schnitt besteht, der noch durch eine deutliche, in anderen Wegaufschlüssen wiederkehrende Bleichungszone im Hangenden der Flinzschiefer hervorgehoben wird. Später fanden sich jedoch auch innerhalb der oberen Flinzkalk-Serie verkieste, schlecht erhaltene Goniatiten: *Ponticeras cf. kayseri*, *Ponticeras* sp. und mehrere, nicht näher bestimmbare Manticoceratiden; dazu als Seltenheit *Franklinella* sp., massenhaft *Styliolina fissurella* und einige unbestimmbare Tentaculiten-Reste (Eisenbahneinschnitt westlich Bhf. Usseln, Fp. Usseln b 1). Die Goniatitenfunde beweisen, daß die höchsten Flinzkalke bereits zum Oberdevon gehören, die stratigraphische Grenze also innerhalb der Flinzserie liegt.

Diese durch schwarze Tonschiefer und Kalkbänke charakterisierte Flinz-Fazies keilt jedoch bei Usseln nach S und E zu schnell aus. Es handelt sich um eine sehr scharfe Fazies-Grenze; denn bereits östlich vom Bhf. Usseln, nur 1,5 km vom besprochenen Aufschluß entfernt, liegt die Grenze Mittel/Oberdevon in tonig-sandiger Styliolinen-Schiefer-Fazies vor (Fp. Usseln d: Hohlweg südlich P. 579). Die Grenze zwischen den Schichten der Givet- und Adorf-Stufe wird an dieser Stelle dadurch bestimmt, daß in den liegenden Styliolinen-Schiefern eine *Sobolewia* gefunden wurde und noch keine *Franklinella*-Arten auftreten; in den hangenden, ebenfalls an Styliolinen reichen Schiefeln sind dagegen *Franklinella torleyi* und *F. latesulcata* häufig, während die jüngeren Ostracoden-Arten noch fehlen. Außerdem wurden an diesem und drei weiteren Fundpunkten innerhalb des tiefsten oberdevonischen Ostracoden-Horizontes Brachiopoden-Reste gefunden, die sehr wahrscheinlich alle zu einer Art gehören. Ihr Erhaltungszustand läßt nicht mehr die Gattungsmerkmale erkennen; Vergleichsmaterial aus den Sammlungen von Marburg und Berlin zeigte aber, daß sie nach Form und Skulptur außerordentlich den Exemplaren ähneln, die von PAECKELMANN (1913, S. 271) aus dem tiefsten Oberdevon des Bergischen Landes als *Camarotoechia (Liorhynchus)* n. sp., aff. *subreniformis* (SCHNUR) beschrieben und abgebildet wurden; 1922 wurde diese Art von PAECKELMANN als *C. (L.) planeplcata* neu benannt.

Petrographisch sind die beiden Fundschichten mit *Sobolewia* und *Franklinella* kaum zu unterscheiden; zum Liegenden nimmt jedoch der Sandgehalt zu, und man findet schon in etwa 5 m unter der to/tm-Grenze die ersten Sandsteinbänke, die innerhalb

der Adorf-Stufe nicht mehr vorkommen. In ähnlicher Fazies eintöniger Styliolinen-Schiefer sind die Grenzschichten im übrigen nach S anschließendem Gebiet entwickelt. Als Kriterium für den Beginn der Adorf-Stufe diente daher bei der Kartierung das Aufhören der Sandsteineinlagerungen und das Einsetzen der *Franklinella*-Arten, die mit der Lupe zwischen den Styliolinen erkannt werden können.

II. Das Ober-Devon

a) Die Adorf-Stufe (ta)

Definition: Als Adorf-Stufe wird hier der Zeitraum verstanden, der mit dem Einsetzen der für die Untere Adorf-Stufe typischen *Franklinella*-Arten beginnt und dem Aussterben von *Entomoprimitia splendens* endet. Chronologische Begründung und nähere Untergliederung siehe A. RABIEN 1954, S. 179—201.

1. Die Fauna und Chronologie

Mikrofauna: Auf Grund der Ostracoden, Styliolinen und Tentaculiten ist es möglich, im Gelände mit einer etwa 10mal vergrößernden Lupe die Ablagerungen der Adorf-Stufe zu identifizieren und von den älteren und jüngeren Stufen abzugliedern. Allein mit diesem Verfahren kann außerdem bei guter Fossilhaltung festgestellt werden, ob es sich um die Untere, Mittlere oder Obere Adorf-Stufe handelt. Folgende Kriterien bewährten sich im Untersuchungsgebiet:

Untere Adorf-Stufe (tau): Massenhaftes Auftreten von Styliolinen und seltener Tentaculiten (*Styliolina fissurella*, *Novakia acuaria*) und als kennzeichnende Ostracoden *Franklinella*-Arten der *torleyi*-Gruppe.

Mittlere Adorf-Stufe (tam): *Waldeckella cicatricosa* massenhaft, oft monotypisch Fossilagen bildend; im oberen Teil Aussetzen der Styliolinen.

Obere Adorf-Stufe (tao): Nur noch Tentaculiten der *tenuicinctus*-Gruppe (wesentlich feinringiger als die in der tieferen Adorf-Stufe noch auftretende *Novakia acuaria* und keine Längsskulptur); Styliolinen und *Waldeckella cicatricosa* nicht mehr vorhanden; dafür erkennbar: *Entomoprimitia*-Arten der *variostrata*- und *splendens*-Gruppe, sowie *Waldeckella*-Arten der *materni*- und *reichi*-Gruppe.

Folgende Mikrofauna wurde aus der Adorf-Stufe bestimmt:

Untere Adorf-Stufe: (tau, etwa toI α): tau 1:

- Franklinella torleyi* (MATERN)
- Franklinella latesulcata* (PAECKELMANN)
- Franklinella triangulata* A. RABIEN*
- Franklinella multicostata* A. RABIEN*
- Franklinella* sp. indet. (*calcarata*?)
- Kloedenia dillensis* MATERN*
- Styliolina fissurella* (HALL)
- Novakia acuaria* (REINH. RICHTER)
- Hyolithes striolatus* (HOLZAPFEL)

Grenzhorizont Untere/Mittlere Adorf-Stufe (tau 2):

- Franklinella calcarata* (REINH. RICHTER)
- Entomoprimitia concentrica* (MATERN)
- E. concentrica* vel *Waldeckella erecta* A. RABIEN

* Bisher nur auf Vergleichsproben aus äquivalenten Schichten der *Pharciceras*-Zone vom Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges bei Iserlohn.

Entomoprimitia ? aff. *entomidella* (GÜRICH)
Entomozoe (*Richteria*) cf. *barrandei* (REINH. RICHTER)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *tenera* (GÜRICH)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudorichterina* (MATERN)
Entomozoe (*Nehdentomis*) cf. *pseudorichterina* (MAT.)
Richterina (*Volkina*)?
Neochilina parvula (PAECKELMANN)
Styliolina fissurella (HALL)
Tentaculites tenuicinctus F. A. ROEMER
Tentaculites cf. *tenuicinctus* F. A. ROEMER
Novakia acuaria (REINH. RICHTER) ?
 Conodonten

Mittlere Adorf-Stufe (tam, etwa toI[β]γ):

Franklinella calcarata (REINH. RICHTER)
Franklinella ? aff. *calcarata* (REINH. RICHTER)
Entomoprimitia nitida (F. A. ROEMER)
Entomoprimitia concentrica (MATERN)
E. concentrica vel *Waldeckella erecta* A. RABIEN
Entomoprimitia ? *paeckelmanni* (MATERN)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudophthalmus* (M. VOLK)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *tenera* (GÜRICH)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudorichterina* (MATERN)
Entomozoe (*Richteria*) cf. *barrandei* (REINH. RICHTER)
Richterina (*Volkina*) *zimmermanni* (M. VOLK)
Waldeckella cicatricosa (MATERN)
Waldeckella erecta A. RABIEN
Waldeckella ? *turbinea* A. RABIEN
Waldeckella erecta vel *turbinea*
Neochilina parvula (PAECKELMANN)
Styliolina fissurella (HALL)
Tentaculites tenuicinctus F. A. ROEMER
 Conodonten

Obere Adorf-Stufe (tao I—5; etwa toIδ):

Franklinella calcarata (REINH. RICHTER)
Entomoprimitia nitida (F. A. ROEMER)
Entomoprimitia splendens (WALDSCHMIDT)
Entomoprimitia kayseri (WALDSCHMIDT)
Entomoprimitia variostrata (CLARKE)
Entomoprimitia concentrica (MATERN)
Entomoprimitia ? *paeckelmanni* (MATERN)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudophthalmus* (M. VOLK)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *tenera* (GÜRICH)
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudorichterina* (MATERN)
Richterina (*Volkina*) *zimmermanni* (M. VOLK)
Richterina (*Volkina*) *latecostata* A. RABIEN
Waldeckella materni (M. VOLK)
Waldeckella reichi (MATERN)
Waldeckella intermedia (MATERN)
Waldeckella kegeli (MATERN)
Tentaculites tenuicinctus F. A. ROEMER
 Conodonten

Makrofauna: Stratigraphisch wichtig sind die oben auf S.13 angeführten Gonia-
 titenfunde von *Ponticeras* und *Manticoceras*, die das bereits oberdevonische Alter

der höchsten Flinzserie belegen. Hinzu kommen nicht näher bestimmbar Manticoceratiden aus dem Kellwasserkalk vom Gemeindesteinbruch in Usseln (Fp. Usseln c18) und vom Südhang des Knollen (Fp. Titmaringhausen b4). Beide Vorkommen lieferten die für den Kellwasserkalk typischen Muscheln:

Buchiola angulifera (F. A. ROEMER 1850)

Buchiola retrostriata (VON BUCH 1832)

Buchiola palmata (GOLDFUSS 1840)

Buchiola imbricata BEUSHAUSEN 1895?

Außerdem fanden sich in den Adorfer-Schichten als Seltenheit noch einige schlecht erhaltene, stratigraphisch unwesentliche Brachiopoden-Reste, darunter *Camarotoechia rotundata* MÜNSTER und *C. (Liorhynchus)* cf. *planeplacata* PAECKELMANN.

Wichtiger hingegen sind einige Trilobiten-Funde:

<i>Phacops (Phacops) koeneni</i> HOLZAPFEL	im tau
<i>Phacops (Phacops) cryphoides</i> RUD. & E. RICHTER?	im tam
<i>Phacops (Cryphops) acuticeps</i> (KAYSER)	im tam
<i>Phacops (Cryphops) acuticeps</i> (KAYSER)?	im tao
<i>Phacops (Cryphops) cryptophthalmus</i> (EMMERICH)	im tao
<i>Phacops (Cryphops)?</i>	im tao
<i>Phacops</i> (Subgen.?) sp. sp.	im tao
<i>Phacopidella (Ductina) ductifrons</i> (RUD. & E. RICHTER)	im tao
<i>Phacopidella (Ductina) ductifrons</i> (RUD. & E. RICHTER)?	im tam
<i>Phacopidella (Ductina)</i> sp.	im tam

Die Funde von *Phacops (Phacops) koeneni* und *Ph. (Cryphops) acuticeps* in der Unteren und Mittleren Adorf-Stufe stimmen gut mit den von RUD. & E. RICHTER ermittelten Lebenszeiten dieser beiden Arten überein. Bei *Phacops (Cr.) cryptophthalmus* und *Phacopidella (Ductina) ductifrons* handelt es sich jedoch um Arten, die vor allem in der Nehden-Stufe auftreten und die bisher zum Teil als Beleg für ein Nehden-Alter der Fundschichten angesehen wurden. Feinstratigraphische Untersuchungen mit Hilfe der Ostracoden führten zu dem Ergebnis, daß *Phacops (Cr.) cryptophthalmus* bereits in der Oberen Adorf-Stufe einsetzt (A. R. 1954, S. 188, 227; RUD. & E. RICHTER 1955, S. 58, 60).

Von der im toII weit verbreiteten Art *Phacopidella (Ductina) ductifrons* war bisher nur ein Vorkommen aus dem toIδ von Gattendorf bekannt (RUD. & E. RICHTER 1926, S. 210, 243, 267; 1928, S. 107; 1955, S. 69; in den Tabellen von 1928, S. 106 und 1955, S. 61 muß daher der Lebenszeit-Strich schon im oberen I beginnen). Als weitere Ausnahme wurde nunmehr ein Panzer der Art mit SALTER'scher Einbettung in der Oberen Adorf-Stufe (tao 4 der Ostracoden-Chronologie) gefunden. Zu dem gleichen stratigraphischen Niveau gehören außerdem ein *ductifrons*-Kopf und -Schwanz, die von RUD. & E. RICHTER 1926 (S. 210, Vork. 8) veröffentlicht wurden und deren Fundschicht nach Ostracoden der Oberen Adorf-Stufe angehört (A. R. 1954, S. 227).

Ob *Phacopidella (D.) ductifrons* schon in der Mittleren Adorf-Stufe einsetzt, ist noch fraglich; 2 Panzer in SALTER'scher Einbettung aus der *cicatricosa*-Zone (tam) gehören jedoch sicher zur Untergattung *Phacopidella (Ductina)*. Hierdurch wird weiterhin die Überlieferungslücke verkleinert, die zwischen den *Phacopidella*-Arten des Mittel-Devons und denen der Nehden-Stufe bisher bestand (siehe RUD. & E. RICHTER 1955, S. 61, Abb. 2 und S. 69). In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß auch von der verwandten Untergattung *Phacopidella (Dienstina)* ein Fund aus der Mittleren Adorf-Stufe vorliegt, worüber KUPFAHL in einer im Druck befindlichen Arbeit berichten wird (Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 84, 1956).

2. Die Schichtenfolge

Die Ablagerungen der Adorf-Stufe liegen innerhalb des Untersuchungsgebietes in der gleichen Fazies vor wie im nördlich anschließenden Gebiet von Adorf, dem Locus

typicus der Adorfer Schichten. Der Kalkklotz vom Martenberge bildet nur eine Linse; die Hauptmasse der Adorfer Schichten besteht auch dort aus gebänderten Schiefnern mit dünneren Kalkbänken und Kalkknotenlagen.

Die Untere Adorf-Stufe (tau 1): Das vorherrschende Gestein der Unteren Adorf-Stufe sind schwarze, kalkfreie bis schwach kalkhaltige, feinschichtige Tonschiefer mit wechselndem Gehalt an Feinsand und Feinglimmer. Je nach dem Verwitterungsgrad variiert die Farbe dieser Schiefer vom tiefen Schwarz (frisch) bis zu schmutzigem Grau im stark verwitterten Zustand; hellgraue Bleichungsrinden kommen vor. An diesen Bleichungen dürfte die Zersetzung von feinverteilterm FeS_2 beteiligt sein; kleine, von Brauneisen überzogene Pyritwürfel sind häufig unter dem Binokular zu beobachten; FeS_2 -Konkretionen bis zu 2,5 cm Durchmesser wurden gefunden. Viele Schichtflächen sind dicht mit Styliolinen belegt; Tentaculiten sind seltener. Die Anordnung dieser Gehäuse ist im allgemeinen regellos; vereinzelt kleine Schwärme von dicht aneinandergelagerten Styliolinen oder Tentaculiten mit einheitlich ausgerichteten Gehäusen kommen vor. Sie können aber nicht als Indizien herrschender Strömungsverhältnisse verwandt werden. Die Richtung derartiger kleiner Schwärme wechselt ebenso wie die der einzelnen Gehäuse auf der gleichen Schichtfläche und ist, wie Beispiele zeigen, auf der wenige Millimeter entfernten Schichtunterseite wieder anders. Das feinschichtige Sediment und sein Fossilinhalt sprechen für eine sauerstoffarme Stillwasserfazies, in der das Benthos fehlte bzw. nur sehr spärlich vorhanden war; der Fossilinhalt stammt vorwiegend aus den niedergesunkenen Gehäusen der pelagisch lebenden Styliolinen, Tentaculiten und Ostracoden. An einigen Fundpunkten bei Usseln, Titmaringhausen und Küstelberg konnten innerhalb dieser Serie die für die Untere Adorf-Stufe charakteristischen *Franklinella*-Arten nachgewiesen werden. Als petrographisches Kriterium der tm/to-Grenze diente das Aussetzen der hier für das Mitteldevon typischen blaugrau gefärbten Tentaculiten-Schiefer und Sandsteineinlagerungen, die im Untersuchungsgebiet in allen Sedimenten der sicheren Adorf-Stufe fehlen.

Aufschlüsse im tau: Usseln a: Straße Usseln—Rattlar 150 m südlich P. 640; Usseln b: Eisenbahneinschnitt westlich des Bahnhofs; Usseln d: Hohlweg 125 m südlich P. 579. Willingen a: Eisenbahneinschnitt östlich Viadukt bei km 60,980. Titmaringhausen b, c und e: Straße nach Usseln bei P. 696 und S-Hang vom „Auf'm Knoll“ in mehreren Wegeinschnitten. Küstelberg i: Westhang des Schloßberges bei Straßenkilometer 2,25.

Die Bänderschiefer: Mit dem Grenzhorizont tau/tam (= tau2) und dem tam setzt die für die Adorf-Stufe charakteristische Fazies der Bänderschiefer ein: Es handelt sich um eine Wechsellagerung von vorwiegend grüngrauen bis bläulich-grüngrauen und schwarzen Schiefnern mit Einschaltung dünner Kalkbänke und Kalkknotenlagen. Diese innerhalb der Adorf-Stufe weit verbreitete Schichtfolge wurde im Harz von BEUSHAUSEN (1900, S. 140) Bandschiefer genannt; da jedoch später von der Landesanstalt die Bezeichnung Bänderschiefer eingeführt wurde, soll auch hier dieser Terminus beibehalten werden. Der beste Aufschluß im Untersuchungsgebiet befindet sich im Gemeindesteinbruch südlich vom Bahnhof Usseln (siehe Fp. Usseln e); nur hier konnte der größte Teil der Bänderschiefer im zusammenhängenden Profil aufgenommen werden. Die folgenden Angaben stützen sich daher vor allem auf dieses Profil (Taf. 1 Fig. 3—6).

Die Schwarzschiefer sind ganz ähnlich ausgebildet wie diejenigen der Unteren Adorf-Stufe. Eine deutliche Feinschichtung entsteht dadurch, daß etwa 0,1—0,2 mm dicke, hellere feinsandige Lagen die schwarze Grundsubstanz der Tonschiefer bändern; die Abstände betragen 0,5—3 mm; Andeutungen noch feinerer Schichtung sind zwischen diesen Lagen zu beobachten. Die Schwarzschiefer sind kalkarm bis kalkfrei; einige dieser Schichtflächen sind mit dichten monotypischen Ostracoden-Pflastern von *Waldeckella cicatricosa* bedeckt; der Erhaltungszustand der Steinkerne und Abdrücke ist wegen starker diagenetischer Zusammenpressung äußerst schlecht. Einige Goniatiten blieben nur als rotgefärbte Schablonen erhalten.

Im Gegensatz zu den Schwarzschiefern sind die vorwiegend grüngrauen Lagen stark kalkhaltig. Im frischen Anbruch ist eine Wechsellagerung von mehr grünlichen und schwach bläulichgrünen Schichten zu beobachten. Letztere sind stärker kalkhaltig; sie verwittern demgemäß schneller und nehmen eine bräunliche bis gelbliche Farbe an, wodurch der gebänderte Charakter der Schiefer erhöht wird. Die Stärke und der Abstand dieser Bänder schwanken in weiten Grenzen; die Dicke variiert zwischen 1 mm bis mehrere Zentimeter: meist 0,5—3 cm. Da die Steinkerne und Abdrücke der Ostracoden erst bei der Verwitterung im Gestein sichtbar werden, sieht es wegen der unterschiedlichen Verwitterungsgrade so aus, als ob der Fossilinhalt rhythmisch an die kalkreicheren Lagen geknüpft sei. Stücke, in denen die grüngrauen etwas kalkärmeren Lagen auch verwittert sind oder randliche Verwitterungszonen aufweisen, zeigen jedoch, daß auch in diesen Schichten die Ostracoden vorkommen.

Durch stärkere Zunahme des Kalkgehaltes können die bläulichgrauen kalkhaltigen Lagen in feinkörnige, blaugraue, dünne Kalkbänke oder Kalkknotenlagen übergehen. Im Steinbruch von Usseln ist bei 6—4,5 m unter der 60 cm-Kalkbank der Taf. I Fig. 5 ein bezeichnender, 6mal wiederholter jeweils 25—30 cm umfassender Rhythmus ausgebildet (siehe Taf. I Fig. 4): jeder Rhythmus beginnt über einer scharf begrenzten Schwarzschieferlage mit dem oben beschriebenen Zentimeter-Rhythmus von schwächer und stärker kalkhaltigen Lagen innerhalb der grüngrauen Schiefer. 1—2 cm über dem Schwarzschiefer folgt jedesmal eine etwa 2 cm mächtige Kalk- oder Kalkknotenlage, während die übrigen rhythmisch eingeschalteten blaugrauen Bänder nur als stärker kalkhaltige Schieferlagen ausgebildet sind. Nach oben zu stellen sich allmählich einzelne dünne Schwarzschieferschichten ein, die sich im oberen Teil zu einer 5—8 cm mächtigen, kompakten Schwarzschieferlage zusammenschließen. Die Obergrenze gegen die hangenden grüngrauen Schiefer ist im Gegensatz zur Untergrenze scharf und kann daher als Abschluß des Rhythmus betrachtet werden. Bei diesem 6mal wiederholten, äußerst regelmäßigen Wechsel von stärker und schwächer kalkhaltigen Lagen der grüngrauen Serie, die jedesmal in wahrscheinlich durch Bitumen schwarzgefärbte, feinschichtige Tonschiefer übergehen, ist anzunehmen, daß wir es mit der Abbildung eines klimatisch bedingten Rhythmus zu tun haben.

Im Profil von Usseln werden, von der faziell abweichenden Einlagerung des Kellwasser-Kalk-Horizontes abgesehen, die Bänderschiefer nach oben zu immer kalkreicher: Der Anteil der Schwarzschieferlagen nimmt ständig ab, die Kalkbänkchen und Kalkknollenlagen werden dafür immer häufiger. Im Liegenden des Kellwasser-Kalkes ist eine kompakte, 60 cm mächtige Kalkbank mit zum Teil knolliger Textur ausgebildet; ihre Untergrenze diente zur Orientierung der Fundschichten (Taf. I Fig. 5).

Die kalkhaltigen, grüngrauen Partien der Bänderschiefer sind sehr kompakt, die steil durchsetzenden Schieferungsflächen liegen im frischen Gestein weit auseinander; erst bei Schichtflächen, die länger der Verwitterung ausgesetzt waren, zeigt sich, daß die Schieferungsflächen doch wesentlich dichter das Gestein durchziehen: Schichtung und Transversalschieferung bewirken einen griffeligen Zerfall. Die Schwarzschieferlagen werden von der Transversalschieferung im flacheren Winkel und dichter durchsetzt, wodurch gut der Materialunterschied zum Ausdruck kommt (Taf. I Fig. 4). Die grüngrauen, im frischen Zustand sehr festen Bänderschiefer werden im Steinbruch von Usseln als Baumaterial gewonnen.

Der Kellwasser-Kalk (BEUSHAUSEN 1900, S. 164): Oberhalb der 60 cm-Kalkbank des Steinbruchs von Usseln liegt der Horizont der Kellwasser-Kalke (Taf. I Fig. 5). Er besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen oder braunschwarzen, mürben, bituminösen Tonschiefern und schwarzen 1—10 cm dicken Bänken von bitumenreichen Stinkkalken. Der gesamte Horizont ist etwas über 1 m mächtig, die schwarzen Kalkbänke sind auf ein nur 70 cm mächtiges Paket beschränkt; petrographisch ähnelt dieser Kellwasser-Kalk sehr Vergleichsstücken vom *Locus typicus* im Kellwasser-Tal bei Altenau (Oberharz). Beide Vorkommen werden auch tatsächlich durch die gleichen Ostracoden-, Tentaculiten- und Muschel-Arten charakterisiert:

- Entomoprimitia nitida* (F. A. ROEMER)
- Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalmus* (M. VOLK)
- Tentaculites tenuicinctus* F. A. ROEMER
- Buchiola angulifera* (F. A. ROEMER)
- Buchiola retrostriata* (VON BUCH)
- Buchiola palmata* (GOLDFUSS)

Außerdem fanden sich in Usseln einige nicht näher bestimmbare Manticoceratiden und stratigraphisch weniger typische Ostracoden-Arten. Der gleiche Kellwasserkalk-Horizont wurde in mehreren Aufschlüssen nordwestlich von Titmaringhausen wiedergefunden (S-Hang des „Auf'm Knoll“). Vergleiche mit den beiden nach Goniatiten eingestuften Kellwasserkalk-Horizonten von Wildungen und anderen Vorkommen des Rheinischen Schiefergebirges ergaben, daß die Kellwasserkalk-Fazies von Usseln und Titmaringhausen noch dem obersten Teil der Mittleren Adorf-Stufe angehört. Ein Äquivalent der jüngeren Kellwasserkalk-Vorkommen aus der Oberen Adorf-Stufe (Iδ-Zone) konnte innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht festgestellt werden. Nähere Angaben über Fauna und Einstufung siehe A. RABLEN 1954, S. 185—187, 225, 237 und 242.

In der Oberen Adorf-Stufe setzt die Bänderschiefer-Fazies fort. Die höchsten Adorfer Schichten bestehen an den verschiedenen Fundpunkten entweder aus grüngrauen, stark kalkhaltigen, kompakten Schieferlagen oder aus feinschichtigen, schwarzen Tonschiefern mit nur geringem bis fehlendem Kalkgehalt. In Usseln sind die Ablagerungen der *splendens*-Subzone (tao 5) besonders stark kalkig ausgebildet; sie sind in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen, der südlich vom Hauptbruch liegt und dessen Profil nach oben fortsetzt (Taf. I Fig. 6). Die mehr oder weniger stark durch Tonsubstanz verunreinigten Kalklagen schließen sich hier zu einem dichten Gesteinspaket zusammen; feine Tonbestege bewirken eine rhythmische Gliederung. Wegen ungenügender Aufschlußverhältnisse kann nicht entschieden werden, ob es

sich bei der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung der höchsten Adorf-Stufe (tao 5) an den verschiedenen Fundpunkten um lokale Faziesunterschiede oder um eine stratigraphische Wechsellagerung handelt.

Die Obergrenze der Adorfer Schichten ist petrographisch unscharf; im allgemeinen nimmt der Kalkgehalt ab und der Feinsandgehalt zu. Als besseres und vor allem sicheres stratigraphisches Kriterium bewährte sich der reiche Fossilinhalt der Grenzschichten, zumal der Faunen-Charakter auch im Gelände mit einer Lupe erkannt werden kann: An der Adorf/Nehden-Grenze erlöschen die Tentaculiten sowie die *Entomoprimitia*-Arten der *variostrata*- und *splendens*-Gruppe, die sehr auffällige Abdrücke auf den Schichtflächen hinterlassen. Dafür beginnt eine neue Ostracoden-Fauna, die fast vollständig aus *Entomozoe*-Arten der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe besteht. *Posidonia venusta* beginnt im Untersuchungsgebiet ebenfalls erst mit der Nehden-Stufe.

Die Mächtigkeit der Adorfer Schichten kann im Raum von Usseln auf 30—50 m geschätzt werden. Die Aufschlüsse bei Usseln, Willingen und Giebringhausen lieferten die Ostracoden, deren zeitliche Abfolge die detaillierte Gliederung der Adorf-Stufe ermöglichte. Innerhalb des südlich anschließenden Kartierungsgebietes konnten auf Grund dieser Einteilung die Ablagerungen einiger Zonen und Subzonen nachgewiesen werden. Das dortige Ostracoden-Material wurde jedoch nur an wenigen unzusammenhängenden Wegböschungen oder aus Lesesteinen gewonnen. Es können daher für dieses Gebiet keine absoluten Mächtigkeitsangaben gemacht werden. Es sieht aber so aus, als ob die Adorfer Schichten südlich von Usseln stark an Mächtigkeit verlieren.

Infolge der lithologischen Ausbildung und geringen Mächtigkeit sind die Adorfer Schichten innerhalb des Kartierungsgebietes nur schwer zu verfolgen. An den Talhängen werden sie meist vollständig von den hangenden Sandsteinen der Nehden-Stufe überschottert. Diese Sandsteine bilden als morphologisch härteres Gestein die Höhenrücken (siehe S. 24), so daß bei einer Lesesteinkartierung der schmale Ausstrich der leichter verwitternden Bänderschiefer kaum noch und meist nur morphologisch zu erkennen ist. Auf der Karte ist angegeben, wieweit die Adorfer Schichten fossilmäßig belegt werden konnten. An den steilen Nordhängen des Schloßberges bei Küstelberg und des Höhenrückens zwischen den Punkten 758 und 625 ist nicht ganz klar, ob stark reduzierte und durch Nehdener Material verdeckte Adorfer Schichten vorhanden sind oder ob sie an einer streichenden Störung ausfielen, was nur durch größere Schürfe festgestellt werden könnte. Die Annahme einer streichenden Störung ist in diesem Falle wahrscheinlicher.

Aufschlüsse: Der beste und einzige größere Aufschluß, der die lithologische Ausbildung der Adorfer Schichten gut erkennen läßt, ist der oben beschriebene Gemeindesteinbruch südlich vom Bahnhof Usseln, Höhe 667,0, Bl. Goddelsheim: R 7718, H 8265 (Fp. Usseln c). Alle weiteren Angaben über die genaue Lage, petrographische Ausbildung und zonenmäßige Einstufung der Fundpunkte und Profile sind dem Abschnitt E von A. RABIEN 1954, S. 224—249, zu entnehmen.

b) Die Nehden-Stufe (tn)

Definition: Als Nehden-Stufe wird hier der Zeitraum verstanden, der durch die Verbreitungsdauer von *Entomozoe* (*Nehdentomis*) *nehdensis* begrenzt wird und durch das häufige Auftreten von *Entomozoe*-Arten der *serratostrata*-Gruppe gekennzeichnet ist. Nähere chronologische Begründungen siehe A. RABIEN 1954, S. 201—205.

1. Die Fauna und Chronologie

Mikrofauna: Für die praktische stratigraphische Anwendung ist es wichtig, daß bereits im Gelände mit der Lupe der Faunen-Charakter der Nehden-Stufe

erkannt werden kann. Es fehlen die Tentaculiten und alle in der Oberen Adorf-Stufe leitend auftretenden Ostracoden. Dafür werden die Ostracoden-Lagen fast vollständig von *Entomozoe*-Arten der *serratostrata*-Gruppe beherrscht, deren nähere Bestimmung allerdings erst mikroskopisch erfolgen kann. *Entomoprimitia? sandbergeri* tritt zwar nur lokal schwarmweise auf, ist dann aber leicht wegen ihrer auffallenden Größe und charakteristischen Skulptur zu identifizieren. Die Ostracoden-Fundschichten sind spärlicher verteilt als in der Adorf-Stufe: nur im unteren Teil häufiger, in den Sandsteinen völlig fehlend, oberhalb des Sandsteinhorizontes nur seltene Einzelfunde.

Folgende Mikrofauna wurde aus den Schieferhorizonten bestimmt:

- Franklinella calcarata* (REINH. RICHTER)
- Franklinella* aff. *latesulcata* (PAECKELMANN)
- Entomoprimitia? sandbergeri* (MATERN)
- Entomozoe (Richteria) serratostrata* (G. SANDBERGER)
- Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN)
- Entomozoe (Nehdentomis) tenera* (GÜRICH)
- Richterina* sp. sp. indet.
- Kloedenia dillensis* MATERN
- Neochilina parvula* (PAECKELMANN)?

Makrofauna: Mit der Nehden-Stufe setzt im Untersuchungsgebiet *Posidonia venusta* MÜNSTER ein; diese Art liefert die bei weitem häufigsten Makrofossilien im ganzen höheren Oberdevon. Als Seltenheit fanden sich einige nicht näher bestimmbare Orthoceren- und Brachiopoden-Reste, darunter *Productella* und *Chonetes*. Strati-graphisch wichtig sind einige Trilobiten-Funde:

- Phacops (Nephranops) incisus dillanus* RUD. & E. RICHTER . 1K — R + S; 1K; 1S
- Phacops (Nephranops) incisus dillanus?* 1K + R + S; 1K; 1S
- Phacops (Nephranops?)* sp. 1K — R; 1R + S
- Phacops (Trimerocephalus) mastophthalmus* (REINH. RICHTER) 1K; (1K?)
- Phacops (Trimerocephalus)* sp. 1K
- Phacops* (subgen.?) sp. 3K; 2R + S
- Phacopidella (Ductina) ductifrons* (RUD. & E. RICHTER) . . . 4K + R + S; 1K + R; 6K; 1S
- Phacopidella (Ductina) ductifrons?* 1K — R + S; 2K
- Phacopidella (Ductina)* sp. 1K — R + S
- Phacopidella (Ductina)?* 2K

RUD. & E. RICHTER konnten nachweisen, daß in einem weiten Verbreitungsgebiet *Phacops (Nephranops) incisus dillanus*, *Phacops (Trimerocephalus) mastophthalmus* und *Phacops (Trimerocephalus)* allein auf die Nehden-Stufe beschränkt sind, während *Phacopidella ductifrons* vom toIδ (selten) bis toII (häufiger) vorkommt (siehe S. 16).

2. Die Schichtenfolge

Die vorherrschenden Ablagerungen der Nehden-Stufe bestehen im Untersuchungsgebiet aus grüngrauen feinsandigen Tonschiefern und grauen bis schwarzen, glimmerreichen Sandsteinen.

Der untere Schiefer-Horizont: Zwischen den Sedimenten der Oberen Adorf- und tiefsten Nehden-Stufe bestehen petrographisch keine scharfen Grenzen. Im Gebiet von Usseln und bei Giebringhausen werden mit dem Übergang zur Nehden-Stufe die Sedimente kalkärmer, der Feinsand- und Glimmergehalt nimmt merklich zu. Innerhalb des Kartierungsgebietes besteht der untere Horizont aus grüngrauen bis grün-schwarzen meist ziemlich rauhen Tonschiefern; mit dem Feinsandgehalt nimmt auch

stets der makroskopisch erkennbare Glimmeranteil zu. Einlagerungen von dünnen Kalkknotenlagen wurden nur im Straßenprofil Usseln—Düdinghausen bei der Landesgrenze festgestellt (Fp. Usseln e 10). Die Nehden-Stufe ist diejenige Zeit, in der im Untersuchungsgebiet die kalkärmsten Sedimente abgelagert wurden. Der untere Schieferhorizont, der noch sehr ostracodenreiche Fundschichten liefert, konnte an vielen Punkten des Kartierungsgebietes auf Grund seiner charakteristischen Fossilführung nachgewiesen werden. Bei Glindfeld (auf Bl. Hallenberg, dicht südlich des kartierten Bereiches) beträgt die Mächtigkeit etwa 20 m, weiter nördlich wahrscheinlich etwas weniger.

Der dünnbankige Sandstein-Horizont: Die unteren Schiefer werden überlagert von einem Sandstein-Horizont, der sich allmählich aus den Schiefen entwickelt, indem sich dünne, 1 bis höchstens 10 cm mächtige Sandlagen einschalten. Die Sandsteine sind sehr feinkörnig (S. 23, 49), glimmerreich und grüngrau bis blaugrau gefärbt. Die im frischen Zustand blaugraue Varietät hat ein stark kalkiges Bindemittel; die Glimmer sind besonders auf den Schichtflächen angereichert. Fast alle diese Bänke zeigen eine deutliche innere Feinschichtung, die meist als bogige Schrägschichtung ausgebildet ist und auf eine aus nördlicher Richtung (vorzugsweise wohl von NW) kommende, sedimentliefernde Strömung schließen läßt. Auffällig ist ferner eine wulstige Ausbildung der inneren Feinschichten, wovon teilweise nur die innere Textur, zum Teil aber auch die äußere Form der Bänke betroffen wird (siehe S. 45 u. Taf. 2 Fig. 7). Die konvexe Seite der inneren Schrägschichten (Winkelschichtung H. SCHMIDT's 1947, S. 32) und der aus ihnen hervorgegangenen Wülste ist stets nach unten gerichtet.

Kriechspuren der verschiedensten Größe und Form sind auf den Unterseiten der Sandsteinbänke verbreitet; sie treten dort als kleine wallartige Leisten hervor und müssen daher als Ausfüllung von Rillen auf der tonigen Unterlage angesehen werden. Es dürfte sich hauptsächlich um Kriechspuren von Würmern handeln; sie haben große Ähnlichkeit mit den Weidespuren des alpinen Flysch und rezenten Anneliden-Kriechspuren, wie sie von RUD. RICHTER (1924) an der Nordsee beobachtet wurden.

Wurmspuren, Winkelschichtung und Wulstung lieferten drei ausgezeichnete Kriterien, um in dem engverfalteten Gebiet normale und inverse Lagerung zu erkennen; andere dafür geeignete Merkmale treten in den hier untersuchten Gesteinsserien völlig zurück. Die Wurmspuren bewährten sich am besten. Um völlig sicher zu sein, empfiehlt es sich, möglichst zwei der Merkmale gleichzeitig heranzuziehen; es wurde jedoch kein Fall beobachtet, bei dem an den Schichtunterseiten der oberdevonischen Sandsteine eine Reliefumkehr der Spurenausfüllungen eintrat.

Die Begleitschiefer der dünnbankigen Sandsteine bestehen aus grüngrauen, feinsandigen, kalkfreien Tonschiefen. Die Mächtigkeit der dünnbankigen Sandsteinserie beträgt bei Glindfeld 10—20 m, was etwa für das nördlich anschließende Kartierungsgebiet ebenfalls zutreffen dürfte. Die Ähnlichkeit mit der Sandsteinserie der Unteren Dasberg-Stufe ist sehr groß; eine petrographische Unterscheidung nach Lesesteinen oder an isolierten kleinen Weganschnitten ist kaum möglich.

Der dickbankige Sandstein-Horizont: Die dünnbankige Serie wird von dickbankigen Sandsteinen überlagert. In diesem Horizont treten die Schiefer-Zwischenmittel völlig zurück; sie erreichen meist nur 1—20 cm Mächtigkeit und bestehen

entweder aus grünrauen feinsandigen Tonschiefern oder aus schwarzen reinen Tonschiefern. Die Sandsteinbänke nehmen dafür stark an Zahl und Mächtigkeit zu; die Stärke der meisten Bänke variiert zwar zwischen 10 und 50 cm, es sind aber zahlreiche Bänke von über 1 m Mächtigkeit eingeschaltet; maximal wurde im Kartierungsgebiet eine Dicke von 4,20 m gemessen; der gesamte Horizont erreicht bei Glindfeld 40 bis 50 m Mächtigkeit. Im Gegensatz zu den dünnbankigen Sandsteinen zeigt die dickbankige Serie keinen oder nur Spuren von Karbonatgehalt. Quarz bildet, wie ein Dünnschliff von einer derartigen Bank zeigt, den Hauptanteil. Feldspäte kommen reichlich vor, und zwar vorwiegend Plagioklas, seltener Kalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin). Helle Glimmer und Biotite sind reichlich auf den inneren Feinschichten angeordnet. Das Gestein ist etwas grobkörniger als die dünnbankigen Sandsteine; die Quarze und Feldspäte haben jedoch auch nur einen Durchmesser von maximal 0,3 mm, die meisten Körner liegen bei etwa 0,1 mm und darunter; lediglich die Glimmer erreichen größere Längen; auf Schichtflächen wurden Glimmerplättchen von etwas über 1 mm Durchmesser gefunden. Kleine Tonschieferfetzen kommen gelegentlich vor, so daß in diesen Bänken das Gestein den Charakter von Grauwacken annimmt.

Innerhalb dieser dunklen, dickbankigen Sandsteinserie wurden an einigen Aufschlüssen dichte Lagen von Pflanzenhäcksel gefunden; im Steinbruch von Glindfeld kommen außerdem Abdrücke von kleinen Stämmen vor, die bis zu über 1 m erreichen können (siehe Taf. 2 Fig. 11; Fp. Glindfeld a). Dieses reichliche Auftreten von Pflanzenresten ist insofern von Bedeutung, da es allein auf einige Lagen im Horizont der dickbankigen Sandsteine der Nehden-Stufe beschränkt ist. Obwohl monatelang eine große Zahl von Schichtflächen bei den Ostracoden-Aufsammlungen sorgfältig abgesucht wurde, konnte außerdem nur noch in den Adorfer Schichten (Stbr. Usseln) und in den Devon/Karbon-Grenzsichten (Fp. Wissinghausen a 4—7) je ein kleiner Pflanzenrest gefunden werden.

Als weitere Besonderheit des Horizontes kommt hinzu, daß nur bei den dickbankigen Sandsteinen an den Schichtunterseiten Strömungsmarken und als Seltenheit in zwei Aufschlüssen schwach ausgebildete, asymmetrische Rippelmarken auf den Schichtoberflächen festgestellt werden konnten (siehe Taf. 2 Fig. 8—12). Die beiden etwa senkrecht aufeinander stehenden Systeme belegen eine von NW nach SE gerichtete Strömung.

Die Mächtigkeit der einzelnen Sandschüttungen, die Korngröße, Schieferfetzen, Strömungsmarken und größeren Pflanzenanhäufungen zeigen, daß die dickbankigen Sandsteine der Nehden-Stufe diejenigen Ablagerungen sind, die innerhalb des Untersuchungsgebietes die stärkste Strömungsgeschwindigkeit und Sedimentzufuhr sowie Landeinfluß erkennen lassen. Der nordöstliche Teil des Arbeitsbereiches auf Bl. Adorf wurde nur noch von Ausläufern der Sand transportierenden Strömungen erfaßt; nach SW nehmen die Bank- und Horizont-Mächtigkeiten ständig zu.

Der obere Schiefer-Horizont: Die dickbankige Sandsteinfolge wird wieder von grünrauen und grauschwarzen, feinsandigen feinglimmerigen Tonschiefern überlagert, die auf Grund der Trilobiten- und Ostracoden-Führung zum Teil noch zur Nehden-Stufe zu stellen sind. Im Profil von Giebringhausen (Bl. Adorf), also am Nordrand der Sandschüttungen, wurden als schwach angedeutete Äquivalente der

südlichen Sandsteinserie dünne, kalkhaltige, wulstflächige Bänke festgelegt (A. RABIEN 1954, S. 226—228, zwischen Fundschicht 26 und 27). Die darüber folgenden Schiefer enthalten folgende Trilobiten- und Ostracoden-Arten, die zeigen, daß die Schiefer noch als Ablagerungen der Nehden-Stufe aufzufassen sind:

Phacopidella (Ductina) ductifrons (RUD. & E. RICHTER)

Entomozoe (Richteria) serratostrata (G. SANDBERGER)

Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis (MATERN)

Kloedenia dillensis MATERN

Im Profil der Straße Wissinghausen—Küstelberg und bei Glindfeld fanden sich nur wenige, schlecht erhaltene Reste von *Entomozoe*-Arten der *serratostrata*-Gruppe im Hangenden der Sandsteine; von der oberen Schieferserie können hier etwa 10 bis 20 m noch zur Nehden-Stufe gerechnet werden. *Richterina striatula* beginnt in Glindfeld in Schiefen, die denen der Nehden-Stufe petrographisch ähneln; in Giebringhausen geht hingegen die oben angeführte einwandfreie Nehden-Fauna bis an die Untergrenze der Föbley-Rotschiefer heran.

Die Sediment-Mächtigkeit der gesamten Nehden-Stufe nimmt im Untersuchungsgebiet von etwa 25 m im N (Giebringhausen, Bl. Adorf) auf maximal 80 bis 110 m im S (Glindfeld, Bl. Hallenberg) zu. Infolge der Sandsteinserie liefert die Nehden-Stufe die morphologisch härtesten Gesteine des Oberdevons. Alle markanten Höhenzüge im westlichen Kartierungsgebiet werden von den Sandsteinen bzw. von der engverfalteten Schiefer-Sandsteinserie der Nehden-Stufe aufgebaut: Südlich Küstelberg: Reets-Berg (792,2 m), Junger Grimme (782 m), Rös-Berg (781 m), Gr. Höcher-Kpf. (764,3 m) und Schloßberg (790 m); nordöstlich Küstelberg: Höhe 758 und 751,5 m sowie ein großer Teil vom Krutenberg (785 m) und Wameckers-Berg. Auf Bl. Hallenberg bildet der Boller-Berg (757,5 m) den markantesten Härtling. Eine Trennung der Schiefer-Horizonte von der mittleren Sandsteinserie wurde auf der Karte nicht durchgeführt, da die hangenden und liegenden Schiefer nur geringe Mächtigkeit haben und daher wegen der starken Spezialfaltung, der Überrollung durch die Sandsteine und infolge der meist unzureichenden Aufschlußverhältnisse nur strichweise genau abgegrenzt werden könnten.

Aufschlüsse: Schiefer-Horizonte: Siehe die Fossilfund-Zeichen der Karte sowie die Fundpunkte und Profile in A. RABIEN 1954, S. 224—249; besonders Straße Giebringhausen—Deisfeld (Fundschicht 15—29); Glindfeld a; Liese-Tal b—e; Titmaringhausen; Usseln e10, g—k; Weive-Tal 5; Wissinghausen b1.

Dünnbankiger Sandstein-Horizont: Klippen am Westhang des Rös- und Schloß-Berges (Taf. 2 Fig. 7); S-Hang des Jungen Grimmen; im Liegenden des dickbankigen Horizontes der Steinbrüche vom S-Hang des Schloßberges und bei Glindfeld.

Dickbankiger Horizont: Stbr. Glindfeld (a) nordwestlich P. 467,6 (Taf. 2 Fig. 8—9 u. 11—12); Stbr. am S-Hang des Schloßberges und bei P. 718; Bachtäler südlich vom Schloßberg und südwestlich Titmaringhausen nordwestlich P. 545; Steinbrüche im Nuhne-Tal nordwestlich Hallenberg und am W-Hang des Boller-Berges (Bl. Hallenberg).

Nutzung: Der dickbankige Sandstein-Horizont der Nehden-Stufe liefert das einzig wirtschaftlich wichtige Gesteinsmaterial des Untersuchungsgebietes. Die größten Steinbruchsanlagen befinden sich im Nuhne-Tal nordwestlich Hallenberg, in denen der Sandstein vorwiegend zu Straßenschotter verarbeitet wird.

c) Die Hemberg-Stufe (th)

Definition: Als Hemberg-Stufe wird hier der Zeitraum verstanden, der durch die ältere Verbreitungsdauer der Untergattung *Richterina* (*Fossirichterina*) gekennzeichnet wird. Die für die Nehden-Stufe typischen *Entomozoe*-Arten sind erloschen; die für die Dasberg- und Wocklum-Stufe leitenden Arten der Untergattung *Richterina* (*Maternella*) treten noch nicht auf. Nähere chronologische Begründung siehe A. RABIEN 1954, S. 205—208.

1. Die Fauna und Chronologie

An der Grenze Nehden/Hemberg-Stufe ist ein grüngrauer Schiefer-Horizont entwickelt, dessen genaue stratigraphische Einstufung noch etwas problematisch ist, da infolge primärer Fossilarmut und sehr ungünstiger Erhaltungsbedingungen nur an wenigen Fundpunkten eine kümmerliche Ostracoden-Fauna gewonnen werden konnte. Im chronologischen Teil von A. RABIEN 1954, S. 205—208, wurden diese Ostracoden-Funde mit erörtert, aber keine Faunen-Liste zusammengestellt, was daher im folgenden mit Bestimmungszahlen nachgeholt werden soll (Fp. Titmaringhausen h 3—4, m, r, o, p, q; Glindfeld a 3—4; Iserlohn d):

<i>Franklinella calcarata</i> (REINH. RICHTER)?	1
<i>Entomoprimitia?</i> aff. <i>paeckelmanni</i> (MATERN) A. RABIEN	7
<i>Entomoprimitia?</i> cf. <i>sandbergeri</i> (MATERN)	1
<i>Entomozoe</i> (<i>Richterina</i>) cf. <i>serratostrata</i> (G. SANDBERGER)	9
<i>Entomozoe</i> (<i>Nehdentomis</i>) cf. <i>tenera</i> (GÜRICH)	9
<i>Entomozoe</i> (<i>Nehdentomis</i>) cf. <i>tenuistriata</i> (MATERN)	2
<i>Richterina</i> (<i>Volkina</i>) cf. <i>zimmermanni</i> (VOLK)	11
<i>Richterina</i> (<i>Richterina</i>) cf. <i>costata</i> (REINH. RICHTER)	11
<i>Richterina</i> (<i>Richterina</i>) <i>striatula</i> (REINH. RICHTER)	20; 3?
<i>Richterina</i> (<i>Richterina</i>) cf. <i>tenuistriata</i> KUMMEROW	32
<i>Richterina</i> (<i>Fossirichterina</i>) cf. <i>intercostata</i> MATERN	5
<i>Richterina</i> (<i>Fossirichterina?</i>) cf. <i>intercostata</i> (MATERN)	12
<i>Kloedenia dillensis</i> MATERN?	1
<i>Posidonia venusta</i> (MÜNSTER)	5

Wie diese Faunenliste erkennen läßt, konnten infolge der unvollkommenen Erhaltungsweise meist nur Vergleiche zu bekannten Arten durchgeführt werden. Trotzdem waren diese Ostracoden-Funde für die lokale Kartierung wichtig, weil infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse im Gebiet westlich von Titmaringhausen nicht entschieden werden konnte, ob die Gesteinsserie ins Hangende oder ins Liegende des Foßley zu stellen sei. Beide Möglichkeiten wären auf Grund petrographischer Vergleiche zu rechtfertigen gewesen. Die Ostracoden zeigen einerseits durch das Einsetzen von *Richterina* (*R.*) *striatula*, *R.* cf. *costata* und *R.* cf. *tenuistriata*, sowie von *R.* (*Fossirichterina* vel *F.*?) cf. *intercostata*, daß diese Schichten sehr wahrscheinlich nicht mehr zur Nehden-Stufe gehören, wenn auch noch Anklänge an die Nehden-Fauna vorhanden sind. Andererseits fehlen die für die Dasberg-Stufe typischen Leitformen. Man muß also diesen Schichtkomplex in das Liegende des Foßley einstufen und kann ihn wegen der neu auftretenden Formen der Untergattungen *Richterina* (*Richterina*) und *R.* (*Fossirichterina*) als Ablagerung der tiefsten Hemberg-Stufe auffassen.

Die meiste Fauna der Hemberg-Stufe wurde aus den Rotschiefern gewonnen. Diese Foßley-Serie ist aber ebenfalls sehr fossilarm; die Erhaltungsbedingungen in den roten Tonschiefern sind wesentlich schlechter als in den kalkigen Bänderschiefern der Adorf-Stufe und ebenfalls ungünstiger als in den grüngrauen Tonschiefern der Nehden- und Dasberg-Stufe. Innerhalb des Kartierungsgebietes fand sich kein brauchbarer Fossilfundpunkt; das beste Ostracoden-Material wurde weiter südlich auf Bl. Hallenberg gewonnen, besonders im Straßenprofil westlich von Glindfeld (Fp. Glindfeld b) und am S-Hang des Boller-Berges nördlich von Hallenberg (Fp. Liesetal f und Hesborn 4):

- Entomoprimitia?* aff. *paeckelmanni* (MATERN) A. RABIEN
Entomozoe (*Nehdentomis*) *tenera* (GÜR.) vel *tenuistriata* (MAT.)
Richterina (*Richterina*) cf. *costata* (REINH. RICHTER)
Richterina (*Richterina*) *striatula* (REINH. RICHTER)
Richterina (*Richterina*) cf. *tenuistriata* KUMMEROW
Richterina (*Richterina*) sp. indet.
Richterina (*Fossirichterina* vel *F.*?) cf. *intercostata* (MATERN)
Richterina (*Fossirichterina*) *moravica* (RŽEHAK)?
Richterina (*F.*) *moravica* vel *semen* (JONES)
Richterina (*Fossirichterina*) sp. indet.
Richterina (*Maternella*) *exornata* (MATERN)?
Richterina (*Maternella*)? sp. indet.
Posidonia venusta (MÜNSTER)
 Conodonten

Abgesehen von *Posidonia venusta*, die im Sinne des heutigen Artbegriffes in allen Stufen des höheren Oberdevons durchläuft, wurden an Makrofossilien nur noch einige Trilobiten-Reste gefunden, die wegen völliger tektonischer Auswalzung unbestimmbar blieben. Die Ostracoden-Fauna zeigt, daß im Untersuchungsgebiet die Bildungszeit der Foßley-Fazies kürzer ist als die der gesamten Hemberg-Stufe, da zumindest ein großer Teil des unteren Grenzhorizontes noch als Ablagerung der Hemberg-Stufe betrachtet werden muß.

2. Die Schichtenfolge

Der untere Grenz-Horizont der Hemberg-Stufe besteht zum Teil aus grauen bis grüngrauen feinsandigen Tonschiefern, die nicht von denen der Nehden-Stufe zu unterscheiden sind; zum Teil nimmt die Farbe der Schiefer ein helleres Grün an, besonders bei Einlagerung von kleinen Kalkknollen. In diesem Falle ähneln die Schiefer mehr denen der Foßley-Serie oder einigen Vorkommen der Unteren Dasberg-Stufe westlich und nördlich von Titmaringhausen; dünnbankige, kalkhaltige, sehr feinkörnige Sandsteinlagen sind eingeschaltet. Da infolge dieser fossilarmen und petrographisch indifferenten Gesteinsserie eine genaue stratigraphische Grenzziehung zwischen der Nehden- und Hemberg-Stufe kaum möglich ist, wurde als Kartierungsgrenze erst der Beginn der Rotschiefer-Fazies dargestellt.

Der Foßley: Das typische Gestein der Hemberg-Stufe bildet im Untersuchungsgebiet wie im größten Teile des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges der Foßley. Seit DENCKMANN (1901) versteht man darunter eine Wechsellagerung von vorwiegend roten und untergeordnet grünen Tonschiefern mit dünnen Kalkbänkchen, Kalk-

knotenlagen und feinkörnigen, meist stark kalkhaltigen Sandsteinbänken. Im Unterschied zu den grüngrauen Schieferen der Nehden- und Dasberg-Stufe haben die grüngrauen Schiefer und viele Sandsteinbänke der Hemberg-Stufe eine lichtgrüne, oft seidig glänzende Farbe. Es kommen jedoch auch innerhalb der Foßley-Serie grüngraue Schiefer und Sandsteinbänke vor, die denen der Nehden- und Unteren Dasberg-Stufe sehr ähneln können. Die Rotschiefer zeigen im frischen Zustande eine hellere Rotfärbung als manche Rotschiefer der Nehden-Stufe, wie sie weiter im Süden und in der Attendorn-Elsper Doppelmulde verbreitet sind¹⁾; grüne, kreisförmige Reduktionsflecke wurden innerhalb der Rotschiefer beobachtet. Die Kalkbänke sind dünn, gewöhnlich nur 1—3 cm mächtig, frisch von blaugrauer, selten von rötlicher Farbe. Die sehr feinkörnigen Sandsteinbänke haben ein meist stark kalkhaltiges Bindemittel; sie sind in der Regel dünnbankig und erreichen nur ausnahmsweise 30 cm Bankmächtigkeit. Die Textur ist die gleiche wie bei der dünnbankigen Sandsteinserie der Nehden-Stufe (siehe S. 22). Bei der lichtgrünlichen Varietät wurden außer hellen Glimmern und Biotiten auch grüne Chlorite festgestellt. Lebensspuren, besonders geführte Mäander der verschiedensten Dimensionen, wurden auf einigen der roten und grünen Tonschiefer und auf den Unterseiten von Sandsteinlagen beobachtet.

Die Obergrenze: Die Foßley-Serie wird von Gesteinen überlagert, die denen des Nehden/Hemberg-Grenzhorizontes ähneln. Als Obergrenze der Hemberg-Stufe wurde bei der Kartierung das Aufhören der typischen roten und grünen Foßley-Schiefer dargestellt. Infolge Fossilmangels konnte nicht festgestellt werden, wieweit diese petrographische Stratigraphie mit der wirklichen chronologisch-stratigraphischen Hemberg/Dasberg-Grenze übereinstimmt. Bei der als Foßley auskartierten, etwa 50 m mächtigen Schichtenfolge ist also zu beachten, daß sie nicht die ganze Hemberg-Stufe repräsentiert, sondern daß im Liegenden und vielleicht auch im Hangenden des Foßley noch mehr Sedimente zu den Ablagerungen der Hemberg-Stufe gehören. Das hier angewandte Verfahren, nur die sicher verfolgbare Foßley-Serie auf der Karte auszuschneiden, stimmt mit der von PAECKELMANN im N (Bl. Adorf usw.) angewandten Methode überein; es steht aber im Gegensatz zu der Auffassung von REICH, der im Süden (Bl. Battenberg usw.) die überlagernde Schiefer-Kalksandstein-Serie, die etwa unserer Unteren Dasberg-Stufe entspricht, noch zur Hemberg-Stufe rechnete; er ließ jedoch selbst die Frage offen, ob nicht ein Teil dieser petrographisch abgegrenzten Schichtfolge zur Dasberg-Stufe gehören könnte (Erl. Bl. Battenberg, S. 13).

¹⁾ In der Attendorn-Elsper Doppelmulde und am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges kann man die Rotschiefer der Nehden- und Hemberg-Stufe nach der Farbe unterscheiden (nach WEBER 1934; PAECKELMANN 1938; MEMPEL 1938). Die tn-Rotschiefer sollen sich durch ein „ins Violett übergehendes schmutziges Rot“ (WEBER 1934, S. 541) erkennen lassen. Bei eigenen stratigraphischen Untersuchungen (1955) im Dill-Gebiet zeigte es sich, daß in der älteren Nehden-Stufe zwar dünnere Rotschiefer-Einlagerungen einen mehr bräunlichen Farbton aufweisen; die Hauptmenge der tn-Rotschiefer unterscheidet sich jedoch farblich nicht von denen der Hemberg- und Dasberg-Stufe und wurde daher zuvor als hembergischer Rotschiefer aufgefaßt. Eine sichere Trennung der oberdevonischen Rotschiefer im gefalteten Gebirge ist deshalb nur mit Hilfe der Ostracoden möglich.

Aufschlüsse: Innerhalb des Kartierungsgebietes nur schlechte Aufschlüsse; davon noch am besten: Straße Küstelberg—Wissinghausen zwischen km 1,98 und 2,18 (Fp. Wissinghausen a 22); Bachlauf südwestlich Titmaringhausen unterhalb P. 545; Fahrweg Titmaringhausen—Usseln, südlich P. 696.

Gute Profile südlich und nördlich vom Kartierungsgebiet: Auf Bl. Hallenberg: Forststraße Glindfeld—Winterberg, Wegknie südlich Försterei Glindfeld, der ostracodenreichste Fundpunkt des Untersuchungsgebietes (Fp. Glindfeld b). Haltepunkt Liesen, nördlich Hallenberg, sehr gutes Querprofil. Weive-Tal, westlich Hallenberg, bei P. 519,5 (Weive-Tal 6). — Auf Bl. Goddelsheim: Straße Usseln—Neerdar nördlich Ohlenbeck. — Auf Bl. Niedersfeld: Straße Usseln—Rattlar am Osthang der Höhe 693.

d) Die Dasberg- und Wocklum-Stufe (td + tw)

Definition: Als Dasberg- und Wocklum-Stufe wird hier der Zeitraum zusammengefaßt, der durch die Verbreitungsdauer von *Richterina (Maternella) hemisphaerica* und *R. (M.) dichotoma* gekennzeichnet wird. Chronologische Abgrenzung und nähere Untergliederung siehe A. RABIEN 1954, S. 208—222.

1. Die Fauna und Chronologie

Die Mikrofauna: Im Gelände können die Ablagerungen der Dasberg- + Wocklum-Stufe von denen der älteren Hemberg- und der jüngeren Hangenberg- (bzw. *Gattendorfia*-)Stufe dadurch unterschieden werden, daß mit einer Lupe die für diesen Zeitabschnitt leitenden *Maternella*-Arten zu erkennen sind.

Richterina (R.) striatula ist die bei weitem häufigste Art; die Untergattung *Richterina (Fossirichterina)* kommt nur bis zur Unteren Dasberg-Stufe vor. Die Ostracodenführung ist innerhalb der Schiefer-Sandstein-Serie nur auf wenige Tonschieferlagen beschränkt. Folgende Ostracoden-Arten, deren nähere stratigraphische Verteilung der Tab. 2, S. 72 zu entnehmen ist, konnten bestimmt werden:

- Entomoprimitia?* aff. *paeckelmanni* (MATERN) A. RABIEN
- Entomozoe (Nehdentomis)* aff. *tenera* (GÜRICH) A. RABIEN
- Entomozoe (Nehdentomis)* sp., cf. *tenera* (GÜR.) vel *tenuistriata* (MAT.)
- Entomozoe (Nehdentomis?) acuta* A. RABIEN*
- Richterina (Volkina?) aff. latecostata* A. RABIEN
- Richterina (Richterina) striatula* (REINH. RICHTER)
- Richterina (Richterina) aff. striatula* (REINH. RICHTER) A. RABIEN
- Richterina (Richterina) cf. tenuistriata* KUMMEROW
- Richterina (Fossirichterina) intercostata* MATERN
- Richterina (F. vel F.?) cf. intercostata* (MATERN)
- Richterina (Fossirichterina) cf. semen* (JONES)
- Richterina (F.) moravica* (RŽEHAK) vel *semen* (JONES)
- Richterina (Fossirichterina) sp. indet.*
- Richterina (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN)
- Richterina (Maternella) hemisphaerica* (REINH. RICHTER)
- Richterina (Maternella) exornata* (MATERN)
- Richterina (Maternella) aff. exornata* (MATERN) A. RABIEN
- Richterina (Maternella) vittata* (MATERN)
- Richterina (Maternella) cf. gyrata* (REINH. RICHTER)
- Richterina (Maternella)? sp. A* A. RABIEN
- Tricornina gracilis* A. RABIEN
- Neochilina parvula* (PAECKELMANN)
- Neochilina binsenbachensis* MAT. vel *parvula* (PAECK.)

* Bisher nur an 2 Fundpunkten der Elspers Mulde gefunden.

- Aechmina paeckelmanni* A. RABIEN
Jonesina? aff. *punkta* MOREY (n. sp., aff. A. RABIEN)
Healdia cf. *nitidula* (REINH. RICHTER)
Healdia cf. *arconensis* CORYELL & MALKIN
Healdia sp. sp.
 Conodonten

Die Makrofauna: 2 Clymenien und andere Goniatiten-Reste sind wegen völlig verdrückter Schiefererhaltung unbestimmbar. *Posidonia venusta* kommt lagenweise massenhaft vor, besonders in dünnen, unreinen Kalk- bzw. Mergelbänkchen der Grenzschichten Devon/Karbon.

Stratigraphisch wichtig sind nur die Trilobitenfunde; sie wurden bei der Abgrenzung der Dasberg- gegen die Wocklum-Stufe sowie des Oberdevons gegen das Unter-Karbon mit herangezogen. Auf Grund der von RUD. & E. RICHTER ermittelten Lebenszeiten wurde das Vorkommen von *Drevermannia schmidti* als Beleg für die Obere Dasberg-Stufe (etwa toV β), das Vorkommen der Gattung *Phacops* als Beweis für das noch oberdevonische Alter der Fundschichten angesehen. Alle im folgenden aufgeführten Arten sind auf die Dasberg- + Wocklum-Stufe (toV + VI) beschränkt:

<i>Cyrtosymbole</i> (<i>Cyrtosymbole</i>) <i>bergica</i> RUD. RICHTER?	1 S
<i>Drevermannia</i> (<i>D.</i>) <i>schmidti</i> RUD. RICHTER	1 K+R+S, 19 MK; 14 S	
<i>Drevermannia</i> (<i>D.</i>) cf. <i>schmidti</i> RUD. RICHTER	1 K+R+S
<i>Drevermannia</i> sp. sp.	1 K; 3 MK; 1 S
<i>Drevermannia</i> n. sp.	2 MK
<i>Chaunoproetus palensis</i> (RUD. RICHTER)	1 K+R+S; 1 K
<i>Chaunoproetus</i> sp.	1 S
<i>Phacops</i> (<i>Cryphops?</i>) <i>ensae</i> RUD. & E. RICHTER.	1 K—R
<i>Phacops</i> (<i>Cryphops?</i>) <i>wocklumeriae</i> RUD. & E. RICHTER	2 K
<i>Phacops</i> (<i>Cryphops?</i>)	1 K
<i>Phacops</i> (<i>Dianops</i>) <i>anophthalmus</i> vel <i>griffithides</i>	4 K; 1 K+R+S?	
<i>Phacops</i> (<i>Dianops</i>) sp. indet.	2 K+R+S; 4 K
<i>Phacops</i> (subgen.?) sp. indet.	1 K

Chaunoproetus palensis wurde nur in Vergleichsschichten der Wocklum-Stufe von Grimminghausen (Elsper Mulde) gefunden. Der zusammenhängende Panzer beweist die Zusammengehörigkeit der bisher getrennt als *Chaunoproetus palensis* (RUD. RICHTER 1913) und *Drevermannia?* (*Carnicia*) *carnica* (RUD. RICHTER 1913) bestimmten Schwänze und Köpfe. Nachdem bisher die *palensis*-Schwänze und *carnica*-Köpfe nur unzusammenhängend geborgen werden konnten, bestätigt sich nunmehr die von RUD. & E. RICHTER bereits 1926, S. 86 und 1927, S. 248, ausgesprochene Vermutung der artlichen Zusammengehörigkeit. RUD. & E. RICHTER sahen schon damals vor, daß die vereinigte Gattung und Art *Chaunoproetus palensis* (RUD. RICHTER 1913) heißen müsse. Der Fund wurde vom Verf. 1954, S. 224 und 229, angegeben; die von PFEIFFER (1954, S. 6 und 38) erfolgte Zusammenlegung der beiden „Arten“ begründete sich nicht auf einen vollständigen Panzer, sondern auf 2 Köpfe und 2 Schwänze, die paarweise ohne Rumpf in 2 Kalkknollen zusammen vorkamen.

Phacops (*Cryphops?*) *wocklumeriae* ist nicht auf die Wocklum-Stufe im Sinne der Orthochronologie (toVI) beschränkt, sondern setzt schon im toV ein (RUD. & E. RICHTER 1926, S. 167 bis 168; 1955, S. 60. PFEIFFER 1954, S. 41, 61). Das Zusammenvorkommen von *Drevermannia schmidti* und *Phacops wocklumeriae* in einer Fundschicht bei Wissinghausen (a12) bedeutet daher keinen Einwand gegen den Zeitwert von *Drevermannia schmidti* als Leitform der Oberen Dasberg-Stufe (V β).

2. Die Schichtenfolge

Innerhalb des Kartierungsgebietes gibt es im oberen Oberdevon nur einen Aufschluß, der die stratigraphische Abfolge innerhalb der Dasberg- + Wocklum-Stufe

verfolgen läßt: Straßenböschung Wissinghausen—Küstelberg. Leider ist auch dieses Profil nicht durchgehend aufgeschlossen; die Mächtigkeit der Sedimente oberhalb des Foßley bis zu den „Liegenden Alaunschiefern“ des Kulm kann daher nur abgeschätzt werden, sie dürfte höchstens 200—250 m betragen. Nähere Angaben über dieses Profil siehe A. RABIEN 1954, S. 246—248: Wissinghausen a, Fundschichten 1 bis 21. Im ganzen übrigen Kartierungsgebiet konnten infolge starker Spezialfaltung, schlechter Aufschlußverhältnisse und aus Fossilmangel nur einzelne stratigraphische Abschnitte erfaßt werden.

Die unteren Grenzschiefer: Die th/td-Grenzschiefer bestehen aus einer eintönigen Wechsellagerung von grüngrauen Tonschiefern und dünnen feinkörnigen Sandsteinen mit karbonathaltigem Bindemittel.

Die Tonschiefer herrschen bei weitem vor, die Sandsteineinlagerungen erfolgen zuweilen in einem erstaunlich regelmäßigen Wechsel; z. B. wurde ein 10mal jeweils auf den Zentimeter genau wiederholter Rhythmus von 1 cm Sandstein und 5 cm Schiefer beobachtet. In den meisten Fällen variieren jedoch die Abstände der Sand- und Tonlagen stärker. Die Sandsteine haben die übliche, für das Oberdevon typische Ausbildung: sehr feinkörnig, reichlich Glimmer auf den inneren Feinschichten führend, kalkhaltig, frisch blaugrau, verwittert grünlich bis bräunlich. Die innere Feinschichtung zeigt eine horizontale oder oft bogig-schräge und teilweise wulstige Anordnung. Im Gegensatz zu der Foßley-Serie haben die Tonschiefer matte, graugrüne Farben, die bei der Verwitterung in ein schmutziges dunkles Braun- oder Graugrün übergehen; außerdem sind sie durch wechselnd starke Aufnahme von Feinsand meist etwas rauher als die typischen roten und grünen Tonschiefer der Hemberg-Stufe. Als Nachläufer der Foßley-Fazies tritt eine Einlagerung von roten und grünen Tonschiefern auf, die etwa 3 m erreichen kann. Zwischen Titmaringhausen und Referinghausen, sowie in einem Hohlweg am Osthang der Ka-Lied wurden einige Kalkknotenlagen festgestellt, in deren Verband die Tonschiefer stärker grünliche, foßleyartige Farben annehmen. Die Mächtigkeit der ganzen Grenzserie beträgt mindestens 50 m. Die lithologische Ähnlichkeit mit anderen Horizonten — besonders dem Liegenden des Foßley — ist sehr groß; daher ist es bei der Kartierung des engverfalteten Gebietes sehr schwierig zu entscheiden, ob man sich in der älteren oder jüngeren Grenzserie zum Foßley befindet, zumal es nur selten gelingt, in diesen Schichten Ostracoden zu finden.

Der Schiefer-Sandstein-Horizont: Auf die unteren Grenzschiefer folgt mit fließendem Übergang eine etwa 60—80 m mächtige Serie, die ebenfalls aus einer Wechsellagerung von Schiefer und Sandsteinen besteht; der Feinsandgehalt der Schiefer nimmt jedoch merklich zu und die Sandsteinbänke werden mächtiger.

Im Profil von Wissinghausen (bei km 2,4; Horizont 19, Untere Dasberg-Stufe nach Ostracoden) tritt ein 6 m mächtiger Horizont auf, in dem sich die Sandsteinbänke enger zusammenschließen und bis zu 30 cm Dicke erreichen; ihre lithologische und texturale Ausbildung ist die gleiche wie in der Nehden- und Hemberg-Stufe. Besonders große Kriechspuren sind an die Unterseiten der Sandsteinbänke dieses Horizontes geknüpft. Im übrigen wiegen auch im Schiefer-Sandsteinhorizont die Tonschiefer vor. Im Unterschied zur liegenden Grenzserie nimmt jedoch der Feinsandgehalt stellenweise so stark zu, daß sich eine dünn-schichtige Wechsellagerung von

feinsandigen, feinglimmerigen, kalkfreien Tonschiefern und kalkigen Feinsandlagen bildet. Teilweise ist die graue Farbe etwas grünlicher als im Grenzhorizont; außerdem kommen Lagen von schwarzen, reinen Tonschiefern vor, die jedoch mengenmäßig stark zurücktreten und nur gelegentlich dünne Einlagerungen bilden. Das obere Drittel dieser lithologisch zusammengefaßten Serie gehört nach der Ostracoden-Chronologie bereits zur Oberen Dasberg-Stufe.

Der Schiefer-Kalk-Horizont: Diese Schichtfolge unterscheidet sich von den tieferen Horizonten dadurch, daß der Sandgehalt ab- und der Kalkgehalt zunimmt, indem sich dünne meist unreine Kalkbänkchen und Kalkknollen einschalten. Die Mächtigkeit der Schiefer-Kalk-Serie beträgt etwa 50—80 m.

Das bei weitem vorherrschende Gestein wird wieder von den Tonschiefern gestellt. Im allgemeinen wird der Anteil des Feinsandes innerhalb der Tonschiefer geringer. Im tiefsten Teil kommen noch einige dünne Sandsteinbänke der üblichen Ausbildung vor; in den oberen Partien des Horizontes ist der Sand nur noch auf Millimeter-Feinschichten innerhalb der Tonschiefer beschränkt. Die Farbe der Schiefer ist wieder das eintönige Grüngrau oder untergeordnet Grünschwarz. Schwarze reine Tonschiefer sind besonders im oberen Teil beim Übergang zu den Alaunschiefern des Kulm eingeschaltet.

Die Kalkbänke sind meist nur 1—2 cm dick; frisch haben sie eine blaugraue Farbe, die je nach dem Verwitterungsgrad in ein helles Gelbbraun bis dunkles Rostbraun übergeht. Oft handelt es sich nicht um durchgehende Kalklagen sondern um flache breite Kalkflatschen. Etwa 10—15 m über der tiefsten Kalkflatschen-Bank sind in mehreren, dicht aufeinanderfolgenden Schichten Kalkknollen angereichert, die für den Horizont sehr charakteristisch sind. Es handelt sich um feinkristalline, blaugraue Kalkgeoden, die in den Tonschiefern eingebettet sind und konkretionären Ursprungs seien dürften. Sie haben die Form von Ellipsoiden, deren längste Achsen innerhalb der Schichtfläche liegen; ihre Länge variiert zwischen 1 und 25 cm. Die Kalkknollen liegen — im Gegensatz zu den meisten Kalkknotenlagen der Adorf- und Hemberg-Stufe — isoliert in weiteren Abständen auf der Schichtfläche verteilt. Obwohl zahlreiche Kalkknollen aufgearbeitet wurden, war die Fossilausbeute nur sehr spärlich; in den Knollen fanden sich weniger Ostracoden als im umgebenden Tonschiefer; außerdem wurden nur noch einige Exemplare von *Posidonia venusta* und Trilobiten-Pleuren gefunden.

Bei der Kartierung des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (Bl. Adorf, Brilon usw.) faßte PAECKELMANN das ganze höhere Oberdevon im Hangenden des Foßley bis zum Einsetzen der kulmischen Alaun- und Kieselschiefer als „Dasberg-schichten“ zusammen. Auf Bl. Adorf ist ebenso wie in unserem Gebiet im oberen Teil ein Horizont mit Kalkknollen eingeschaltet. PAECKELMANN vermutet, daß die Kalkknollenlagen „die höchste Stufe des Oberdevons, die *Wocklumeria*-Stufe vertreten, vielleicht auch als Äquivalente des Hangenberg-Kalkes noch die tiefsten Schichten des Unterkarbons mit umfassen“ könnten (Erl. Bl. Adorf, S. 33 und 1928, S. 404). An mehreren Fundpunkten des Untersuchungsgebietes kommen jedoch in dieser Serie Phacopiden vor, so daß ein unterkarbonisches Alter ausscheidet. Im Profil von Wissinghausen (Horizont 12) wurden außerdem zahlreiche Exemplare von *Drevermannia schmidti* im Hangenden der Kalkknollen-Schichten (Horizont 14)

gefunden. Da die Lebenszeit dieser Trilobiten-Art nach allen bisherigen Kenntnissen auf das toV β beschränkt ist, können die Kalkknollen kein jüngerer Alter als Obere Dasberg-Stufe haben. Weiter im S auf Bl. Battenberg konnte bereits H. REICH in lithologisch ganz ähnlichen Schichten *Drevermannia schmidti* und *Phacops (Dianops) griffithides* nachweisen und damit den betreffenden Horizont der Dasberg-Stufe zuordnen (siehe Erl. Bl. Battenberg, S. 8 und A. RABIEN 1954, S. 220 und 225).

Vergleiche mit der Attendorn-Elsper Mulde wurden ebenfalls gezogen. Danach könnten rein petrographisch unsere Kalkknollenschichten als Äquivalente der Oberen Dasberg-, der Wocklum- und auch der Hangenberg-Stufe des Hohlweges von Grimminghausen aufgefaßt werden. Die faunistischen Beziehungen wurden bereits bei A. RABIEN 1954, S. 211—222, ausführlich besprochen; siehe dort auch das Profil Grimminghausen (S. 229) und Wissinghausen (S. 247). Auf Grund der Ostracoden- und Trilobiten-Fauna zeigt sich, daß im Untersuchungsgebiet höchstens 10—20 m als Ablagerungen der Wocklum-Stufe angesehen werden können, also im Vergleich zum gesamten Profil der Dasberg- + Wocklum-Stufe nur ein geringer Anteil. Mit der Wocklum-Stufe der Elsper Mulde auch faziell gut vergleichbar ist ein in Wissinghausen und Grimminghausen gleicherweise ausgebildeter Horizont von schwarzen, kalkreichen, feinschichtigen, schwach feinsandigen Tonschiefern, in dem *Posidonia venusta* mit vielen zweiklappigen Exemplaren Muschelpflaster bildet. Dieser Horizont hat in beiden Profilen auch die gleiche stratigraphische Position.

Im Straßenprofil von Wissinghausen liegt der Horizont (= Fundschichten 4—7) zwischen km 2,66 u. 2,675 im Hangenden der Fundschicht 12 mit *Drevermannia schmidti* und des Kalkknollenhorizontes (14). Im Profil von Grimminghausen gehört der schwarze Horizont mit Posidonien-Pflastern in die höchste Wocklum-Stufe zwischen die Horizonte 4 und 5 bei 23—32 m unterhalb der Bleichungszone der Liegenden Alaunschiefer. (Im Profil nicht mit aufgenommen, da unterhalb des Hohlweges anstehend und während der Aufsammlungen im Hohlweg selbst nicht aufgeschlossen.)

Der obere Grenzhorizont (etwa 5—10 m): Die Grenzschiefer zu den „Liegenden Alaunschiefern“ des Kulm bestehen recht einheitlich im Untersuchungsgebiet aus dunklen, graugrünen bis grünscharzen, milden, kalkfreien Tonschiefern. Sie werden nach oben zu kieseliger und gehen ohne scharfe Grenze in die Alaun- und Kieselschiefer über. Dieser Grenzhorizont scheint überall fossilreicher zu sein; seine lithologische Ausbildung stimmt gut mit den Übergangsschiefern zu den kulmischen Alaunschiefern überein, wie wir sie in den Profilen von Binsbach (Bl. Battenberg) und vom Hohlweg von Grimminghausen angetroffen haben. Die stratigraphische Lage und die faziellen Vergleiche machen es wahrscheinlich, daß der obere Grenzhorizont bereits zur Hangenberg-Stufe des Unterkarbons, der *Gattendorfia*-Stufe der Orthochronologie, gehört. Ein Beweis für diese Annahme konnte bisher nirgends am Ostrand des Schiefergebirges gefunden werden. Vermutlich sind in diesen Gebieten die Ablagerungen der *Gattendorfia*-Stufe im Vergleich zur Elsper Mulde stark reduziert, jedenfalls soweit es sich um die Sedimente von oberdevonischem Charakter handelt; wieviel von den Alaun- und Kieselschiefern noch zur *Gattendorfia*-Stufe gehören kann, ist ebenfalls bisher noch unbekannt.

Aufschlüsse: Straßenprofil Wissinghausen—Küstelberg (Fp. Wissinghausen a); Felswand im Dorf Deifeld; Wegböschungen bei Referringhausen und Titmaringhausen (siehe Kartierung); Hohlwege und Gemeindesteinbruch nördlich Dudinghausen am Osternberg. Straße Usseln—Neer- dar nördlich und südwestlich Ohlenbeck. Weive-Tal bei Hallenberg.

C. Zur Fazies und Paläogeographie

I. Die Fazies-Begriffe

a) Vorbemerkungen

Zum Verständnis der erdgeschichtlichen Zusammenhänge ist es wünschenswert, sich ein paläogeographisches Bild von dem Raume zu machen, in dem die untersuchten Ablagerungen entstanden. Es ist ein Versuch, eine natürliche Erklärung für die Ursachen und Bedingungen zu finden, unter denen die Sedimentation stattfand und die Organismen sich entfalten konnten. Diese paläogeographischen Verhältnisse prägen die geologische Fazies, deren Auswertung dann ein erdgeschichtliches Bild zu rekonstruieren gestattet.

Die Deutung der geologischen Fazies ist aber noch immer sehr problematisch; sie gehört zu den schwierigsten und umstrittensten Aufgaben der Geologie. Wir erleben es gerade wieder heute, daß sowohl lithologische als auch biologische Merkmale einer Schichtenfolge zu ganz entgegengesetzten Erklärungen über den Ablagerungsraum und die Sedimentationsbedingungen führen. So ist es kein Ausnahmefall, daß in den verschiedensten Formationen eine marine Fazies von einigen Autoren als Ausdruck einer bewegten Flachsee oder sogar eines Wattenmeeres gedeutet wird, während andere für die gleiche Faziesausbildung ein tiefes Meeresbecken verantwortlich machen. Ein sehr aktuelles Problem ist z. B. die Genese des Flysch, ein nicht weniger vieldeutiges und in manchen Punkten ähnliches Beispiel bieten die hier besprochenen oberdevonischen Ablagerungen. Als besonders erschwerend kommt in unserem Falle hinzu, daß der Geologe Gesteinsserien beurteilen muß, über die noch keinerlei systematische petrographische Untersuchungen vorliegen. Außerdem haben neuere Forschungen von ozeanographischer und geologischer Seite gezeigt, daß anscheinend altbewährte lithologische Kriterien für die Tiefe des Meeres oder die Entfernung des Festlandes hinfällig bzw. mehrdeutig wurden. Es empfiehlt sich daher, für diese Fragen dem Beispiel H. SCHMIDT's zu folgen und in erster Linie den Fossilinhalt der Schichten zu Rate zu ziehen (H. SCHMIDT 1926b, 1935, 1939, 1949a). Fauna und Flora sind entweder den Umweltsbedingungen in einem Meeresteil angepaßt oder haben keine Lebensmöglichkeit. Die Fossilien sind daher weit besser geeignet, paläogeographische Dokumente über die Wasserbewegung, die Durchlüftung, die Nährstoffzufuhr, den Salzgehalt, die Tiefe und andere ökologisch wichtige Faktoren des Meeres zu hinterlassen als die meisten anorganischen Sedimente. Selbstverständlich darf man nicht die Fossilien isoliert betrachten, sondern man muß die gesamte fossile Faunengemeinschaft und die Art ihrer Einbettung analysieren, um festzustellen, wieweit es sich um eine Biocoenose oder Taphocoenose handelt, bzw. wieweit eine Mischung von autochthoner und eingeschwemmter Fauna stattfand.

Die nachfolgenden Ausführungen können wegen der angedeuteten Schwierigkeiten keinen Anspruch darauf erheben, eine vollständige paläogeographische Entwicklung des oberdevonischen Schichtkomplexes zu bringen. Dafür wären zunächst, wie erwähnt, eingehende sedimentpetrologische Untersuchungen notwendig. Lediglich die beiden wichtigsten oberdevonischen Gesteinsglieder der Waldecker Hauptmulde, die „Cypridinen“-Schiefer und die Sandstein-Horizonte, werden näher besprochen und faziell gedeutet. Es soll vor allem diskutiert werden, welche ökologischen und geographischen Verhältnisse auf Grund der Fossilfunde und der lithologischen Ausbildung angenommen werden können, ob die im stratigraphischen Teil besprochene Schichtserie eine bestimmte Abfolge oder örtliche Differenzierung innerhalb des Oberdevons erkennen läßt und welchem größeren Fazies-Bereich das Untersuchungsgebiet zugeordnet werden kann. Um Mißverständnissen vorzubeugen, wird einleitend kurz definiert, in welchem Sinne die Fazies-Begriffe gebraucht werden. Am Schluß wird versucht, aus den faziellen Beobachtungen eine paläogeographische Synthese zu gewinnen.

b) Die Fazies

Von H. SCHMIDT wurde darauf hingewiesen, daß entgegen der vielfachen Anwendung des Fazies-Begriffes stets als Fazies die Summe aller Eigenschaften von Sediment und Fauna zu verstehen sei. Litho- und Biofazies zusammen ergeben also erst die geologische Fazies im Sinne der ursprünglichen Definition von GRESSLY (1840).

c) Die rheinische und herzynische Fazies

Seit längerem unterscheidet man im europäischen marinen Devon zwei große Fazies-Ausbildungen: die rheinische und die herzynische Fazies. Beide Fazies-Begriffe wurden von H. SCHMIDT (1926b und 1935) auf Grund ihrer biologischen und lithologischen Kennzeichen näher definiert und seitdem zumeist in diesem Sinne allgemein angewandt.

Die rheinische Fazies ist fossilmäßig dadurch gekennzeichnet, daß die benthonische Fauna reichlich, die planktonische dagegen nur wenig vertreten ist. Dick-schalige Muscheln mit kräftigem Schloßapparat oder grabende Formen sowie gerippte Brachiopoden mit langem Schloßrand sind charakteristisch. Als lithologische Merkmale können gelten: „Unreine“ Sedimente, die häufig umgelagert wurden, wobei sowohl eine Mischung von gröberem und feinerem Material (Flaser-Schichtung) als auch lagenweise eine gute Transportsonderung eintreten konnte. Schillagen der benthonischen Zweiklapper sind verbreitet. Die rheinische Fazies ist demnach in Meeresteilen mit stärkerer Wasserbewegung und guter Sauerstoff- und Nährstoffversorgung ausgebildet (gut durchlüftetes Wasser am Meeresboden = Frischwasser-Fazies; non freshwater sensu Süßwasser!).

Die herzynische Fazies ist fossilmäßig dadurch charakterisiert, daß die benthonische Fauna stark zurücktritt, dafür aber das Nekton und besonders reichlich das Plankton in gleichmäßiger Verteilung weithin vorkommt. Für das Benthos sind dünnschalige schloßlose Muscheln kennzeichnend; die Brachiopoden sind meist glatt und rund. Das Nekton wird durch Cephalopoden und Conodonten (?) vertreten. Als Plankton treten Styliolinen, Tentaculiten und pelagische Ostracoden auf. Typische Sedimente sind: Tonschiefer, Kiesel-schiefer und Kalke verschiedener Ausbildung. Zur herzynischen Fazies gehören also die Ablagerungen des stillen bis wenig bewegten Wassers. Diese Stillwasser-Fazies kam in tieferen Meeresteilen oder Buchten zur Ausbildung, an deren Grunde infolge geringer Sauerstoffzufuhr und anderer ungünstiger ökologischer Bedingungen die Lebensmöglichkeiten ungünstiger waren als auf dem Meeresboden des rheinischen Faziesgebietes.

d) Die Schwellen- und Becken-Fazies

Die beiden Begriffe der rheinischen und herzynischen Fazies reichen jedoch nicht aus, um die starken Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der oberdevonischen Meeresablagerungen zu erklären. H. SCHMIDT (1926b) führte daher als weiteres Unterscheidungsprinzip die Begriffe der Schwellen- und Becken-Fazies ein: Als Typus der Schwellensedimente sind die geringmächtigen Cephalopoden-Kalke anzusehen; sie werden in den Becken zur gleichen Zeit durch mächtige tonige und feinsandige Ablagerungen vertreten. Typische Beckensedimente sind z. B. die Styliolinen-, Tentaculiten- und Ostracoden-Schiefer mit sehr geringem, vorwiegend aus Trilobiten und dünnschaligen schloßlosen Muscheln bestehendem Benthos; außerdem kommen feinkörnige, glimmerreiche Sandsteine vor mit oft stark kalkhaltigem Bindemittel (Typus: Pönsandstein des Oberdevons). Sie können reichlich Lebensspuren überliefern, führen aber praktisch keine Körperfossilien.

Schwellen und Becken entstehen durch unterschiedliche Absenkung des Geosynklinalbodens. Bei den Schwellen handelt es sich also um stabilere, langsamer

absinkende Krustenteile, deren Anordnung oft dem Streichen der späteren Sättel und Mulden parallel läuft; nur dürften die paläogeographischen Schwellenelemente meist kürzer gewesen sein. Sie greifen ferner auf verschiedene spätere tektonische Einheiten über, so daß die unter ähnlichen Gesichtspunkten von AHLBURG (1921) im Lahn-Dillgebiet benutzten Begriffe der Horst- und Muldenfazies von H. SCHMIDT fallengelassen wurden, zumal ihre faziellen Deutungen auch nicht mit den Begriffen der Becken und Schwellen identisch sind. Becken und Schwellen bewirken eine Differenzierung der großen Fazies-Bezirke, indem sie nicht nur die Sedimentmächtigkeiten, sondern auch den Fazies-Charakter der Sedimente modifizieren. Morphologisch hervortretende Schwellen müssen sich besonders in küstenferneren, tiefen Meeresteilen auswirken, weil sie dort dicht nebeneinander liegende Ablagerungsstockwerke mit verschieden ökologischen Bedingungen herstellen.

e) Diskussion der Fazies-Begriffe

Die Deutung der Cephalopoden-Kalke als Schwellenablagerungen und die Verlegung der sandigen Sedimentation auch in Beckengebiete stießen zunächst auf Widerspruch, da man vorher die Genese dieser Sedimente gerade umgekehrt erklärt hatte. Seitdem wurde aber durch die verschiedensten Arbeiten die Anschauung H. SCHMIDT's bestätigt und besonders im Rheinischen Schiefergebirge und Harz weiter verfolgt (z. B. DAHLGRÜN 1928, PAECKELMANN 1930, 1938, WEBER 1934, ERBEN 1953). Es bestehen jedoch recht unterschiedliche Ansichten darüber, was unter dem Begriff der Schwellen und Becken zu verstehen ist und welche Sedimentationsbedingungen an sie geknüpft sind.

PAECKELMANN, der sich besonders um die Deutung der Faziesbegriffe verdient gemacht hat, glaubt, daß die Mißverständnisse „auf die wenig glückliche Bezeichnung »Schwellen« und »Becken« zurückzuführen seien“ (1930, S. 593 und 1938, S. 83). Nach ihm soll der Fazies-Unterschied zwischen »Schwellen«- und »Becken«-Sedimenten weniger eine morphologische als vielmehr eine tektonische Ursache haben. Es soll sich um eine Flachsee mit mehr oder weniger konstanter geringer Wassertiefe und ausgeglichenem Bodenrelief gehandelt haben, da der unterschiedlich sinkende Geosynkinalboden entsprechend mit Sedimenten wiederaufgefüllt wurde. „Auf den »Schwellen«, den Gebieten geringster Absenkung, bildeten sich geringmächtige Sedimente, insbesondere Cephalopodenkalke, in den stark sinkenden »Becken« die mächtigen klastischen Sedimente und Rifffalke.“ PAECKELMANN nimmt also an, daß geringe Mächtigkeit ein Kennzeichen der Schwellen sei und große Sedimentanhäufungen sich nur in den Becken gebildet hätten.

Richtig an dieser Theorie ist zwar, daß die Absenkung des Meeresbodens eine wichtige Voraussetzung für größere Sedimentanhäufungen darstellt; die unterschiedliche Fazies-Ausbildung kann aber hierdurch nicht erklärt werden. Die Absenkungen müssen erst morphologisch hervortretende, ozeanographisch wirksame Schwellen und Becken hervorbringen, ehe sie auf dem Boden eines einheitlichen Meeresraumes Fazies-Unterschiede bei den Ablagerungen hervorrufen können.

Nur Reliefunterschiede sind in der Lage, bei gleicher Materialzufuhr eine selektive Sedimentation zu bewirken, indem sie die Strömungsverhältnisse ändern. Primär entscheidend ist vor allem die Menge der angelieferten Sinkstoffe oder aber die Möglichkeit, daß an Ort und Stelle organogenes Material aufgebaut werden kann, wofür die absolute Höhenlage des Meeresbodens maßgebend ist. Differentielle Absenkungen haben lediglich zur Folge, daß im selben Fazies-Gebiet die eine Stelle mehr, die andere weniger Sediment aufnimmt. Unterernährung eines Meeresraumes mit Sinkstoffen kann jedoch dieselben Wirkungen haben wie eine Schwelle! So können sich mächtige Sedimente auf Untiefen bilden (Riff- und andere biogene Kalke), während in den anschließenden tieferen ebenso oder stärker absinkenden Meeresbezirken der Sedimentzuwachs allein von der Menge des zugeführten klastischen Materials abhängt und somit klein oder groß sein kann. Die Mächtigkeit und die Ausbildung des Sedimentes wird also bestimmt von dem

Wechselspiel zwischen (1) autochthonem, biogenem Aufbau, (2) Anlieferung von allochthonem Material und (3) durch die Modifizierung der Absatzbedingungen, die im gleichen Meeresraum durch Reliefunterschiede und differentielles Absinken bewirkt werden.

Die schematische Diagnose: Geringmächtige Sedimente = Schwelle und große Sedimentanhäufung = Becken führte zu der paläogeographisch und ökologisch ungerechtfertigten Anschauung, daß sich die Riff- und anderen Massenkalke auf Grund ihrer großen Mächtigkeit in den Becken gebildet hätten, während ein geringmächtiger altersgleicher Tonschieferhorizont auf einer Schwelle abgelagert sein sollte (PAECKELMANN 1930 und 1938, besonders S. 98, 99). Da aber die Massenkalke auf Grund des Fossilinhaltes nur als Flachwasserablagerung gedeutet werden können, mußte nach dieser Theorie für den gesamten geosynklinalen Meeresbereich zwangsläufig eine sehr flache Meeresbedeckung angenommen werden.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Deutung paläogeographischer Verhältnisse ist ferner der Umstand, daß verschiedene Fazies-Begriffe gleichgesetzt oder tiergeographische und fazielle Merkmale nicht geschieden werden. So ist es z. B. ein Irrtum, wenn (wohl im Anschluß an DAHLGRÜN 1928, S. 81) angenommen wird, es sei üblich, die rheinische Fazies als Becken-Fazies und die herzynische Fazies als Schwellenfazies zu deuten und dafür als Kronzeuge H. SCHMIDT angeführt wird (ERBEN 1953, S. 84). Von H. SCHMIDT wurde der Begriff der Schwellen- und Becken-Fazies lediglich dazu verwandt, um innerhalb der großen Fazies-Bezirke — besonders der herzynischen Fazies — weitere Differenzierungen zu erklären. Ferner muß versucht werden, eine klare Scheidung zu treffen zwischen den Fossilien, die fazielle Aussagen erlauben und denen, die nur Beziehungen zu anderen Faunen- und Florenprovinzen herstellen, weil es sich um kosmopolitische Arten handelt. Diese schwierigen Verhältnisse sind zu berücksichtigen, wenn von rheinischen und herzynischen Faunenelementen gesprochen wird, die nicht immer als Anzeiger rheinischer oder herzynischer Fazies betrachtet werden dürfen. Mit fortschreitender Kenntnis wird es sich überhaupt empfehlen, die zum Teil verwirrenden Fazies-Namen wie rheinisch oder herzynisch fallen zu lassen und diese Bezeichnungen nur noch für die Faunenprovinzen anzuwenden. Dafür können dann aber die ökologisch von H. SCHMIDT fundierten Bezeichnungen wie Schwellen- und Becken-Fazies oder Frisch- und Stillwasserfazies angewandt werden, zumal sie besser den Fazies-Charakter beschreiben.

So wird z. B. die herzynische Fazies auch zum Teil als böhmische oder pelagische Fazies bezeichnet (KEGEL). ERBEN (1953) unterscheidet innerhalb der kalkigen Ablagerungen des herzynischen Fazies-Bereiches zwei besondere Ausbildungen: die Ballersbacher und die Greifensteiner Fazies. Hierbei entspricht die Ballersbacher Fazies dem von H. SCHMIDT für die herzynische Fazies definierten Begriff; von ERBEN wird als Bildungsraum ein tieferer Meeresboden angenommen, dessen Wasser kaum bewegt und mäßig bis mangelhaft durchlüftet war. Die Ballersbacher Fazies soll ein Äquivalent der hemipelagischen Fazies von SVOBODA & PRANTL (1949) in Böhmen sein. Die Greifensteiner Fazies unterscheidet sich dagegen nach Fossilinhalt und Gestein von der normalen herzynischen Ausbildung; sie läßt auf Ablagerung in einem flacheren, bewegten und gut bis genügend durchlüfteten Wasser schließen. Diese Greifensteiner Fazies wird von ERBEN mit der Barrandium-Fazies (PRANTL 1939) in Böhmen verglichen. Es kommt also zu einer Überschneidung von rheinischen und herzynischen Fazies-Merkmalen. ERBEN folgert daher (S. 84): „Frischwasserböden sind also auch dem Herzyn nicht fremd und man wird dieses keineswegs mehr generell als die Fazies der Stillwasserböden ansprechen dürfen, will man nicht eine unstatthafte Verallgemeinerung begehen.“ Es fragt sich aber, ob es zweckmäßig ist, zur herzynischen Fazies noch Sedimente mit rheinischen Fazies-Merkmalen zu stellen. Folgende von ERBEN angeführte Kennzeichen seiner Greifensteiner Fazies lassen deutlich rheinische Fazies-Merkmale erkennen: reiches Benthos; wenig Plankton, nur in Spülnestern angehäuft; Brachiopoden meist gerippt mit langem Schloßrand, oft dickschalig, überaus häufig; nur Orthoceren, Goniatiten selbst im untypischen Fall äußerst selten; Fauna bisweilen zusammengespielt, bisweilen wie im Leben verteilt. Eine derartig charakterisierte Fazies repräsentiert eben nicht die herzynische Fazies, sondern muß als rheinische Insel im herzynischen Bereich aufgefaßt werden. Die Ursache kann z. B. eine besonders hohe Schwelle im tieferen Becken des herzynischen Fazies-Bereiches sein. Dieses Beispiel sollte nur zeigen, daß die Bezeichnungen rheinisch und herzynisch oft schwierig zu handhaben sind und keine klare Vorstellung von der paläogeographischen Situation vermitteln.

II. Die Cypridinen-Schiefer

- 1842 Cytherinen-Schiefer. — G. SANDBERGER, N. Jb. Min. 1842, S. 226 [erste Benennung der Schichten bei Weilburg; Wenlock-Alter angenommen].
- 1847 Cypridinen-Schiefer. — F. SANDBERGER, Geolog. Verhältnisse des Herzogthums Nassau, S. 38 [Umbenennung der Cytherinen-Schiefer, nachdem bereits G. SANDBERGER (1845) festgestellt hatte, daß die Ostracoden besser zur Gattung *Cypridina* zu stellen seien. Als Cypridinen-Schiefer werden verschiedenfarbige Ton-, Kalk- und Kieselschiefer im Hangenden des Schalsteins und im Liegenden des Posidonien-Schiefers bezeichnet].
- 1856 Cypridinen-Schiefer. — G. & F. SANDBERGER, Rheinisches Schichtensystem, S. 508 bis 517. [Unter dem Begriff Cypridinen-Schiefer wird etwa die gesamte, nach heutiger Auffassung oberdevonische Schichtfolge mit ihren Tonschiefern, Kalken und sandigen Sedimenten verstanden. Erst bei späteren Autoren wird gelegentlich die Bezeichnung Cypridinen-Schiefer zur Kennzeichnung eines bestimmten stratigraphischen Horizontes des Oberdevons (meist tn—th) gebraucht.]

Die weitaus mächtigsten und stratigraphisch wichtigsten Ablagerungen des Untersuchungsgebietes sind reine bis feinsandige Tonschiefer, in der Adorf-Stufe auch Mergelschiefer. Die am meisten und oft ausschließlich vertretenen Fossilien sind Ostracoden. Da man diese zeitweise alle der Gattung *Cypridina* zuordnete, wurden die betreffenden oberdevonischen Gesteine von F. SANDBERGER (1847) als „Cypridinen-Schiefer“ bezeichnet. Tonige mit Ostracoden-Klappen erfüllte Ablagerungen können in allen Stufen des Oberdevons vorkommen. Die Bezeichnung Cypridinen-Schiefer hat daher heute ihren stratigraphischen Wert verloren; sie kann aber weiter als Fazies-Begriff angewandt werden. Der Fossilinhalt dieser Schichten läßt erkennen, daß es sich um eine Taphocoenose handelt, deren Komponenten aus zwei ökologisch verschiedenen Bereichen stammen, die daher gesondert charakterisiert und ausgewertet werden müssen.

a) Die benthonische Fauna

Die reiche benthonische Fauna der rheinischen Frischwasser-Fazies fehlt fast vollständig. Stromatoporen und Korallen scheiden praktisch völlig aus; nur eine Einzelkoralle konnte in einer Kalklage der devonisch/karbonischen Grenzsichten gefunden werden. Von Crinoiden kommen nur als Seltenheit unzusammenhängende, verstreute Stielglieder vor. Ebenfalls nur sehr selten treten kleine, offenbar dünn-schalige Brachiopoden auf, deren ökologische Stellung unklar ist. Häufiger kommt von der Nehden-Stufe ab nur *Posidonia venusta* vor; auf den Schichtflächen der Tonschiefer ist sie offenbar recht gleichmäßig in größeren Abständen verteilt; lediglich in einigen Kalk- und Mergellagen der Devon/Karbon-Grenzsichten bildet sie dichtere Muschellagen mit vielen zweiklappigen Exemplaren. Bei dieser dünn-schaligen Art ist jedoch nicht sicher, ob es sich um eine benthonisch oder pseudoplanktonisch lebende Form handelte (H. SCHMIDT 1935, S. 87). Eine Byssus-Anheftung an ortsfeste oder schwimmende Tange wird von H. SCHMIDT (S. 138) für die dünn-schaligen *Cardioconchen* angenommen, die mit einigen *Buchiola*-Arten für den bituminösen Kellwasser-Kalk charakteristisch sind. Schillagen von Zweiklappern — wie sie besonders im rheinischen Unter- und Mittel-Devon vorkommen — wurden nicht gefunden.

Die Trilobiten

Die Trilobiten bilden — von den Lebensspuren abgesehen — die einzig bedeutende, sicher benthonische Komponente der Cypridinen-Schiefer-Fauna. Fazielle Bedeutung

haben besonders einige Exemplare, die in SALTER'scher Einbettung vorliegen. Unter den Trilobiten-Funden zeigten 13 Panzer diese von RUD. RICHTER (1937) als Häutungsvorgang gedeutete Lage; sie gehören zu Arten der Untergattungen *Phacops* (*Nephranops*), *Phacops* (*Cryphops*) und *Phacopidella* (*Ductina*) (10 im tam+tao; 2 tn; 1 tw). Das Vorkommen von SALTER'scher Einbettung zeigt, daß es sich nicht um eingeschwemmte Panzer handelt, sondern daß der damalige Meeresboden tatsächlich der Lebensraum dieser Tiere war und daß außerdem während des Häutungsvorganges bis zur vollständigen Einbettung der Panzer keine nennenswerte Strömung den Meeresboden erreichte.

Mit dieser Auffassung schließen wir uns den scharfsinnigen Deutungen von RUD. RICHTER (1937) an. Von SCHÄFER (1951) wurde an rezenten brachyuren Krebsen beobachtet, daß bei Leichen und Exuvien Carapax und Thorax häutig verbunden bleiben und der Carapax durch Wasserströmungen hin- und hergeklappt wird. Hierdurch kann der Kopf um 180° gedreht werden, was von SCHÄFER ebenfalls als SALTER'sche Lage bezeichnet wird. Er wirft daher die Frage auf, ob auch bei den Phacopiden Kopf und Rumpf häutig verbunden waren, ob die SALTER'sche Einbettung bei Trilobiten als Kennzeichen für Exuvien weiterhin gelten darf und ob nicht statt der angenehmen Wasserruhe gerade Strömungen die SALTER'sche Einbettungslage bewirkt hätten.

Das Vorhandensein oder Fehlen eines häutigen Scharnieres zwischen Kopf und Rumpf kann am bisherigen Trilobiten-Material nicht mehr sicher nachgewiesen werden; eine häutige Verbindung beider Teile ist jedoch in vielen Fällen sehr unwahrscheinlich, weil die Entfernung zwischen Kopf und Rumpf die Länge des ganzen Tieres übertrifft. Nimmt man aber eine so weite, labile, nicht mehr scharnierartig wirkende Verbindung an, so ist nicht einzusehen, warum der Kopf mit so großer Regelmäßigkeit um 180° gedreht wurde. Von einer Wasserströmung, die das Wegtriften und Umwenden des Kopfes bewirkte, müßte man außerdem eine Einregelung der auf der gleichen Schichtfläche befindlichen Styliolinen und Tentaculiten erwarten, was nicht beobachtet wurde (siehe S. 41). Die bereits von RUD. RICHTER an einem sehr großen Material nachgewiesene Gebundenheit an die Stillwasser-Fazies wird durch die Beobachtungen von VOLK (1939, S. 261) bekräftigt, daß bei einer Wechsellagerung von Tonschiefern und sandigen Schiefern + Grauwacken „die SALTER'sche Einbettung diese Wechsellagerung ihrerseits mitmacht und sich dabei immer an das feine Korn hält“. Wir halten den von RUD. RICHTER geführten Indizienbeweis für so schlüssig, wie es bei fossilem Material überhaupt möglich ist, zumal es recht schwierig ist, den Aktuobefund von den anatomisch recht verschiedenen brachyuren Krebsen auf die Phacopiden zu übertragen.

Die meisten aufgefundenen Trilobiten gehören außerdem blinden kleinen Arten an. Für die ökologische Beurteilung ist es wichtig, daß gerade diese Formen sich seit dem Unter-Kambrium durch gute Anpassung an biologische Minimumbedingungen auszeichnen, da sie noch auf den lebensfeindlichsten Meeresböden anzutreffen sind. Nach RUD. RICHTER kann die Erblindung der zahlreichen oberdevonischen Trilobiten-Arten nur als Reaktion auf eine dunkle Umwelt erklärt werden (1913, S. 359; 1926, S. 9). Da aber die Trilobiten keine eingegrabene Lebensweise führten (1920, S. 29), sondern zum vagilen Benthos gehörten, müssen diese oberdevonischen Arten als Tiefseeformen im biologischen Sinne angesprochen werden. Als Erklärung für den Zwergwuchs wurde von RUD. RICHTER (1913, S. 362) Nahrungsmangel zur Diskussion gestellt. An diese Möglichkeit kann bei den typischen Cypridinen-Schiefern gedacht werden, da ihre Sedimentation offenbar sehr langsam in küstenferneren Bereichen aus der feinsten Meerestrübe erfolgte. Wenn Massenvorkommen von Styliolinen, Tentaculiten und Ostracoden einen starken Planktonregen vortäuschen, so ist zu berücksichtigen, daß derartige, dicht mit den Gehäusen kleiner pelagischer Organismen belegte Schichtflächen für längere Zeit der Sedimentation offenstanden.

Es kann sich aber auch — und wohl wahrscheinlicher — um andere für das Benthos lebensfeindliche Bedingungen gehandelt haben. Nach H. SCHMIDT haben wir im Sauerstoffhaushalt den wichtigsten ökologischen Faktor zu sehen. Das europäische oberdevonische Meer kann nicht mit dem heutigen offenen Weltmeere mit seinen starken polflüchtigen Unterströmungen verglichen werden. Der große im Norden vorgelagerte Old Red Kontinent und die starke Gliederung in Becken und Schwellen erschwerten die Zirkulationsbedingungen innerhalb der rheinischen Geosynklinale, und es konnte daher leicht am Boden der tieferen Becken Sauerstoffmangel eintreten. Die biologische Tiefsee dürfte demnach schon in viel geringeren Meerestiefen begonnen haben, als es bei den „normalen“ oder, geologisch wohl besser ausgedrückt, anormalen marinen Verhältnissen der Gegenwart der Fall ist. Paläogeographische Sonderverhältnisse wie Buchten oder völlige Meeresabschnürungen brauchen nicht angenommen zu werden, um die Stillwasserbedingungen und schlechte Durchlüftung in den bodennahen Wasserschichten zu erklären, zumal es sich bei der herzynischen Beckenfazies um ein regional weitverbreitetes Phänomen handelt.

Die Lebensspuren

Lebensspuren bilden die zweite sicher benthonische Komponente. Sie konnten zwar im Rahmen der Arbeit nicht näher untersucht werden; wegen ihrer faziellen Bedeutung sollen jedoch kurz die beobachteten und gesammelten Spurentypen charakterisiert und ihr Vorkommen erläutert werden. Bei den festgestellten Spurentypen handelt es sich nach Form und Verlauf um Bewegungs-Spuren (KREJCI-GRAF 1932), die zur Gruppe der Kriech- und Freß-Spuren (KREJCI-GRAF) bzw. den Weidespuren (SEILACHER 1953) gehören dürften. Die Erzeuger der Lebensspuren konnten nicht ermittelt werden. Fossilien, die hierfür in Frage kämen, fehlen in den entsprechenden Schichten; Würmer können bei den meisten Spuren als wahrscheinliche Urheber angenommen werden.

Die Form der Spuren dürfte in den meisten Fällen stark abgeändert worden sein. Die Breite variiert zwischen 0,1—1 cm; die Tiefe ist im tonigen Material nicht mehr erhalten; bei Sandausgüssen erreicht die Tiefe meist nur die halbe Breite oder weniger. Nach dem Verlauf konnten folgende Spurentypen beobachtet werden:

1. Gerader bzw. nur auf längere Strecken schwach gebogener Verlauf. Diese Spuren können andere ohne Ablenkung kreuzen. Von der Hauptspur können kurze Nebenäste der gleichen Form abzweigen. Die Gabelung erfolgt in erstaunlich konstantem Winkel, ohne daß der Verlauf der Hauptspur gestört wird.
2. Schwach gekrümmter Verlauf, wobei in kurzen Abständen Gabelungen eintreten. Im Gegensatz zur ersten Gruppe tritt bei jeder Abzweigung eine deutliche Ablenkung der Hauptbahn ein; erfolgt die Gabelung nach rechts, so wendet sich die weiterführende Hauptspur nach links und umgekehrt. Die Abzweigungen sind wesentlich kürzer als bei der ersten Gruppe. Dieser Typ wurde von RUD. RICHTER (1928, Taf. 1 Fig. 5) abgebildet und als trugdoldig verzweigte Fährte bezeichnet (Oberdevon, Saalfeld; von uns ebenso wie Gruppe 1 in der Dasberg-Stufe gefunden, Slg. Göttingen).
3. Regellos gekrümmte Spuren (im tm/to-Grenzhorizont und tn-td).
4. Sternförmig verzweigte Spuren mit geraden bis schwach gekrümmten Ästen (nur in einer Tonschieferlage zwischen Sandsteinen der Nehden-Stufe festgestellt: *Chondrites?*).
5. Freie Mäander (RUD. RICHTER 1928); in der Hemberg- und Dasberg-Stufe.

6. Geführte Mäander (RUD. RICHTER 1928); Hemberg- und Dasberg-Stufe. Die Dimensionen der gefundenen Beispiele von diesem Typ variieren sehr stark: Bei den kleinsten Mäandern liegen die Windungsausschläge im 1 cm-Bereich; die Windungen laufen entweder unmittelbar nebeneinander oder sind nur 1 mm entfernt. Diese Mäander erinnern an die bekannten Fraß-Spuren der Schnecken. Es wurden aber auch zahlreiche geführte Mäander beobachtet, deren Windungsabstände maximal 8 cm betragen, wobei die Windungsausschläge über 1 m erreichen können und trotzdem eine erstaunlich konstante parallele Führung gewahrt bleibt.

7. Nereiten in Form freier Mäander (th + td).

8. Perlketten-Fährten; a) etwa von denselben Dimensionen wie bei den von H. SCHMIDT 1926 a, Taf. 7 Fig. 12 und RUD. RICHTER 1941 a, S. 225, Abb. 1, dargestellten rezenten Beispielen, die an der Oberfläche entstanden, aber ebensogut auch heute in der Tiefsee vorkommen können, wie z. B. eine Aufnahme in 2500 m Meerestiefe vom Atlantikboden zeigt (SEILACHER 1954, Taf. 7 Fig. 7). Hemberg- und Dasberg-Stufe.

b) Auf Schichtunterseiten von Sandsteinen der Dasberg-Stufe wurden 10 Beispiele einer großen „Perlketten-Fährte“ gefunden, ohne daß leider die dazugehörige liegende Schichtoberseite gesehen werden konnte. Die Ausgüsse der hangenden Bank bilden eine Kette von Knoten mit rundem bis ovalem Umriß und 0,5—1 cm Durchmesser; die Abstände betragen 0,1—1 cm. Der Verlauf ist gerade bis schwach gekrümmt. Zwei Beispiele zeigen, daß diese Perlketten-Fährte aus normalen Spurenrinnen hervorgeht (Taf. 2 Fig. 13). Eine ähnliche Perlketten-Fährte wurde von PFEIFFER (1954, S. 71, Taf. 5 Fig. 3) aus dem told des Bohlen bei Saalfeld in Thüringen beschrieben.

Ruhe Spuren, Wohnbauten und Freißbauten wurden nicht gefunden. Bei näheren, speziell auf Lebensspuren ausgerichteten Untersuchungen ist es aber durchaus möglich, daß noch Chondriten oder chondritenähnliche Bauten festgestellt werden können, wofür die unter Nr. 4 erwähnten Funde bereits einen Hinweis geben.

Die Lebensspuren scheinen alle sehr eng an die Schichtflächen, also an die Oberfläche des jeweiligen Meeresbodens gebunden zu sein. Am deutlichsten sind die Spuren erhalten, wenn das tonige Sediment von einer Sandschüttung überdeckt wurde, wobei dann an der Unterseite der Sandsteinbänke die ausgegossenen Rinnen der Spuren gut in positiver Erhaltung hervortreten. Aber auch bei einer reinen tonigen Schichtfolge bleibt der Verlauf der Spuren erhalten; auch hier ist die Bindung an die Schichtfläche deutlich. Auf den Oberseiten der Sandsteinbänke und in ihrem Inneren wurden keine Lebensspuren beobachtet.

Vorkommen: Innerhalb der reinen „Cypridinen“- und „Tentaculiten“-Schiefer der Adorf- und unteren Nehden-Stufe wurde keine der aufgeführten Lebensspuren gefunden. Sie beginnen erst mit der sandigen Sedimentation der höheren Nehden-Stufe; die meisten und größten sind an die Horizonte gebunden, die eine dichte Wechsellagerung von Sandsteinen und Schiefen enthalten. Das Fehlen der Lebensspuren innerhalb der Bänderschiefer-Fazies kann nicht mit sekundären Erhaltungsbedingungen erklärt werden; es ist zwar leicht verständlich, daß durch sandige Einlagerungen die Spuren besser und auffälliger erhalten bleiben; reine Tonschiefer der Hemberg-Stufe zeigen aber, daß auch die feinsten Mäander trotz Faltung und Schieferung erkennbar bleiben. Bei der eingehenden Durchmusterung nach Ostracoden in den Bänderschiefen wären vorhandene Lebensspuren sicher nicht übersehen worden. Primäre Ursachen, wahrscheinlich Sauerstoff- und vielleicht auch Nahrungsmangel, dürften also die Verteilung und Häufigkeit der Spurenerzeuger bedingt haben, obwohl sehr wahrscheinlich die meisten von ihnen zu den anpassungsfähigen Würmern gehörten. Erst mit den „häufig“ wiederholten, episodischen Sandschüttungen muß die Wasserzirkulation, Durchlüftung und Nährstoffzufuhr am Meeresboden verbessert worden sein. Für die stärkere Sauerstoffzufuhr im höheren

Oberdevon spricht auch die Tatsache, daß innerhalb des Untersuchungsgebietes bitumenreiche Schwarzschiefer und Stinkkalke nur bis zur Adorf-Stufe vorkommen. Das Fehlen der Ruhespuren und die enge Bindung an die Oberfläche sprechen auch bei den Lebensspuren für nicht allzu günstige ökologische Bedingungen. Nach SEILACHER (1954, S. 225) kann die Abwesenheit der Ruhespuren innerhalb einer Weidespuren-Gemeinschaft als Kriterium für größere Wassertiefe angesehen werden. Diese Deutung stimmt gut mit den von uns auf Grund des übrigen Benthos und der gesamten Fazies gezogenen Schlüsse überein.

b) Die pelagische Fauna

Die zweite Komponente der Cypridinen-Schiefer-Fauna besteht teils aus planktonischen und teils aus nektonischen Formen. Den Hauptanteil dieser Fauna stellen die Ostracoden, in der Adorf-Stufe, außerdem Styliolinen und Tentaculiten. Conodonten wurden in allen Stufen vereinzelt gefunden. Cephalopoden sind sehr selten und spielen praktisch keine Rolle.

Bei den Ostracoden handelt es sich hauptsächlich um Entomozoaceen, also um Formen, die mit extrem dünnen, wahrscheinlich wenig oder gar nicht verkalkten Schalen ausgerüstet waren. Sie können mit den rezenten hochmarinen Halocypriden verglichen und als aktive Schwimmer angesehen werden (KUMMEROW 1939, S. 81; 1953, S. 6; A. RABIEN 1954, S. 14, 17, 22). Die oberdevonischen Styliolinen und Tentaculiten haben sehr kleine, zart gebaute Gehäuse, deren Schalen — wie Dünnschliffuntersuchungen zeigten — aus sehr feinen, kalkigen Lamellen bestehen. Die systematische Stellung dieser Fossilien ist noch unsicher; eine unmittelbare Verwandtschaft mit den rezenten Pteropoden, wie es vielfach in der Literatur noch angegeben wird, besteht nicht. Es handelt sich um eine selbständige Tiergruppe, die wahrscheinlich zu den Mollusken gestellt werden kann. Ebenso wie die begleitenden Ostracoden kommen die Styliolinen und Tentaculiten in weiter, gleichmäßiger Verteilung innerhalb des oberdevonischen Weltmeeres vor (Amerika, Eurasien, Nordafrika). Auf Grund ihres Gehäusebaues und ihres Vorkommens kann man annehmen, daß es sich um rein marine, planktonische Formen handelte, die damals im Meere die ökologische Stellung der heutigen, in der oberen Kreide entstandenen Pteropoden einnahmen.

Im Gegensatz zu den sehr spärlichen, und viel seltener zu findenden Kümmerformen des Benthos beherrschen die Klappen der Ostracoden und die Gehäuse der Styliolinen und Tentaculiten die Fossilagen vollständig. Auf S. 38 wurde jedoch bereits angeführt, daß man nicht aus der Fossilmenge ohne weiteres auf eine reich belebte obere Wasserschicht schließen darf, da die Sedimentation der Cypridinen-Schiefer wahrscheinlich nur sehr langsam erfolgte. Über die Verhältnisse am Meeresboden sagen die Massenvorkommen der pelagischen Kleinf fauna aus, daß eine Verwertung dieser Sinkstoffe durch größere Bodentiere fehlte. Außerdem geben sie Hinweise für die allgemeinen ozeanographischen Verhältnisse: Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden die Ostracoden, Styliolinen und Tentaculiten auf den Schichtflächen der Cypridinen-Schiefer vollkommen eben schichtparallel abgelagert (sehr im Gegensatz zu den meisten Ostracoden-, Styliolinen- oder Tentaculiten-Kalken); eine generelle Einregelung der Klappen und Gehäuse in eine bestimmte

Himmelsrichtung wurde nicht festgestellt (siehe auch S. 17). Folglich muß das Wasser über dem Meeresboden sich nur wenig bewegt haben, da besonders die langgestreckten, spitzkonischen, leichten Gehäuse der Styliolinen und Tentaculiten sehr geeignet gewesen wären, die Richtung bestimmter Strömungen zu markieren. Die unregelmäßige Einbettung der pelagischen Fauna zeigt ebenso wie die SALTER'sche Einbettung der Trilobiten, daß besonders in der Adorf- und unteren Nehden-Stufe eine ungestörte Stillwasser-Fazies im Sinne H. SCHMIDT's herrschte, die erst von den Sand-schüttungen der Nehden-Stufe an episodisch unterbrochen wurde.

Im Gegensatz zu dieser regellosen Anordnung konnten im Thüringischen Schiefergebirge durch REINH. RICHTER und VOLK Lagen mit gut ausgerichteten Tentaculiten-Gehäusen und Ostracoden-Klappen festgestellt werden. Tatsächlich ist diese Erscheinung auch mit lithologischen Besonderheiten korreliert: Während in unserem Untersuchungsgebiet alle Sandsteineinlagerungen im unteren Oberdevon fehlen, sind im Thüringischen Schiefergebirge reichlich Grauwackenschüttungen eingeschaltet.

c) Die ökologische Deutung der Cypridinschiefer-Fazies

Zunächst soll allein auf Grund des besprochenen Fossilinhaltes der benthonischen und pelagischen Fauna die Fazies der Cypridinen-Schiefer beurteilt werden. Erst nach der Erörterung der sandigen Sedimente wird eine allgemeine paläogeographische Synthese des Ablagerungsraumes versucht.

Die gesamte sichere und wahrscheinliche benthonische Komponente der gefundenen Fauna läßt folgendes erkennen: die ökologischen Bedingungen am Boden des „Cypridinschiefer“-Meeres waren lebensfeindlich. Es fehlen alle Formen, die für bewegte, gut durchlüftete und durchlichtete, flachere Meere typisch sind: besonders die Riffkorallen und Stromatoporen sowie die Brachiopoden und Muscheln der rheinischen Frischwasserbereiche. Während in diesen Biotopen das Benthos sich durch eine reiche Arten- und Individuenfülle auszeichnet und durch viele sessile (fest angeheftete, verankerte oder grabende) Tiere charakterisiert wird, konnten in den von uns untersuchten Ablagerungen nur wenige genügsame, vagile Arten fortkommen. Besondere Anpassungen (und Kümmerformen?), wie Erblindung und Zwergwuchs, sowie die Deutung der bisher bekannten Spurentypen lassen auf Minimumbedingungen für die Bodenfauna schließen und eine biologische Tiefseefauna annehmen.

Die Analyse der pelagischen Fauna bestätigt die faziellen Aussagen des Benthos: Es handelt sich auch bei den pelagischen Tieren um eine artenarme, hochmarine, weitverbreitete Fauna, die alle Merkmale der formenreichen litoralen bis neritischen Tierwelt vermissen läßt. Die unregelmäßige Lage der Styliolinen und Tentaculiten-Gehäuse und Ostracoden-Klappen läßt auf Stillwasserbedingungen am Meeresboden schließen, wofür bereits die Trilobitenfunde in SALTER'scher Einbettung Hinweise gaben.

Auffällig an den Tentaculiten- und Cypridinen-Schiefern ist die große Artenarmut, die auf dicht mit Ostracoden besetzten Schichtflächen herrscht. Diese Artenarmut steht in extremem Gegensatz zu der Artenfülle, wie sie den Bereich der rheinischen Frischwasser-Fazies kennzeichnet. Die monotypischen Fossilagen der Tentaculiten- und Cypridinen-Schiefer lassen also erkennen, daß irgendwelche extremen biologischen Bedingungen herrschen mußten. Da Artenarmut bei großer Individuen-

fülle ein Charakteristikum für abgeschlossene Meeresteile und besonders für Brackwassergebiete ist, wurden reine Cephalopoden-Anreicherungen einerseits und reine Tentaculiten- oder Ostracoden-Schichten andererseits auch ausnahmsweise als Brackwasserablagerungen gedeutet (JOH. WALTHER 1908, S. 280; HENNIG 1942, S. 83, 91, 116). Von diesen Ausnahmen abgesehen, vertraten aber die meisten Autoren die Ansicht, daß es sich in beiden Fällen um rein marine Ablagerungen handeln müsse. Bereits REINH. RICHTER (1869, S. 762) machte darauf aufmerksam, daß das Zusammenvorkommen von Korallen, Crinoiden, Brachiopoden, Tentaculiten, Styliolinen, Ostracoden, Trilobiten und Cephalopoden ein Beweis für den marinen Charakter der „Cypridinen-Schiefer“ sei¹). Auch GÜRICH (1896) vertrat auf Grund seiner Untersuchungen im polnischen Mittelgebirge den Standpunkt, daß man in den dortigen oberdevonischen Tonschiefern mit *Tentaculites tenuicinctus*, *Novakia*, *Buchiola retrostriata* und *Entomozoe serratostriata* „ohne Zweifel Bildungen aus tieferen Meeren, vielleicht abyssischen Regionen selbst sehen“ müßte (S. 433 ff., 453).

Angaben über die absolute Meerestiefe sind jedoch sehr problematisch. E. VOIGT (Vortrag Mainz 1955) wies darauf hin, daß von allen heute bekannten Kriterien tatsächlich nur noch der Nachweis des Phytals darüber entscheiden kann, ob wir es mit Ablagerungen des diaphanen Eulitorals oder mit den aphotischen Gebieten tieferer Meeresregionen zu tun haben. Bereits JOH. WALTHER (1893, S. 120) betonte, daß lokal gültige Tiefenzonen nicht ohne weiteres auf ein anderes Meeresgebiet übertragen werden können. „Allein die absolute Wassertiefe ist für die niederen Meerestiere ein bionomisch nebensächliches Moment: Licht, Temperatur und Fazies sind die bestimmenden Faktoren“ (S. 113). Das große Verdienst von H. SCHMIDT (1935) war es sodann, klargestellt zu haben, daß auch für die Ökologie des marinen Benthos der Sauerstoffhaushalt der entscheidende Faktor ist. Die Tiefe der gut durchlüfteten Meeresregionen kann aber unter verschiedenen ozeanographischen Bedingungen in weiten Grenzen schwanken. Wegen dieser „Relativität der bionomischen Tiefenzonen“ (H. SCHMIDT 1935, S. 62) ist es schwierig, Aussagen über die absolute Tiefe des „Cypridinschiefer-Meeres“ zu machen; es steht jedoch fest, daß es sich bei den typischen Tentaculiten- und Ostracoden-Schiefern um rein marine Ablagerungen handelt, die nur sehr geringen Landeinfluß zeigen. Das Benthos, die unregelmäßig gleichmäßig über weite Gebiete verteilte Ablagerungsform der pelagischen Tiere und die Ausbildung der Sedimente sprechen für schlecht durchlüftetes, dunkles Stillwasser am Meeresboden. Die bis jetzt schon nachweisbaren Faunenbeziehungen in den verschiedensten Tiergruppen zwischen Europa, Asien, Nordafrika und Nordamerika zeigen, daß die rheinische Geosynklinale kein abgeschlossenes Nebenmeer, sondern ein unmittelbarer Teil des oberdevonischen Weltmeeres war. Die paläogeographische Lage und die Gliederung in Becken und Schwellen bewirkte zwar sicherlich eine Einengung der Tiefengliederung; trotzdem dürfte aber der allgemeine Meeresboden der Becken unterhalb des Eulitorals in über 200 m Tiefe gelegen haben. Demnach wäre der Ablagerungsraum der Cypridinen-Schiefer dem bathyalen hemipelagischen Meeresbereich zuzurechnen.

¹) Cypridinen-Schiefer sensu G. & F. SANDBERGER (1856, S. 508 ff.), also der ganze oberdevonische Schichtverband mit den sich verzahnenden und wechsellagernden tonigen und kalkigen Ablagerungen.

III. Die Sandsteine

Von der mittleren Nehden- bis zur Dasberg-Stufe sind in den Cypridinen-Schiefern des Untersuchungsgebietes Sandsteine eingeschaltet. Sie bilden zum Teil geschlossene Horizonte, in denen nur dünne Tonschieferzwischenlagen vorkommen (Nehden-Stufe), oder aber es kommt zu einer Wechsellagerung von Schiefen und Sandsteinen, wobei die sandige Komponente meist nur einen geringen Prozentsatz der gesamten Schichtfolge ausmacht (Hemberg- bis Dasberg-Stufe). Nach den Tonschiefern bilden die Sandsteine die mächtigsten Ablagerungen der ganzen oberdevonischen Schichtserie. Wir müssen daher prüfen, wieweit die Fazies der sandigen Sedimente geeignet ist, paläogeographische Aussagen zu machen.

Gerade die Sandsteine sind es, die sehr unterschiedliche fazielle Deutungen erfahren haben. Normalerweise wurden sie als küstennahe Sedimente betrachtet, wobei sogar an Strand- und Watten-Ablagerungen gedacht wird. Als H. SCHMIDT (1926 b) sie zu den Beckensedimenten rechnete, wenn auch nicht ausschließlich, wurde ihm heftig widersprochen. Nach SCHINDEWOLF (1927) waren die „Areale der Sandsteinbildung zur Zeit der Sedimentation die Hochgebiete, also Schwellen des Oberdevon-Meeres“. Als Beweise führt er folgende Merkmale in den Sandsteinen an: „Diagonal- und wirre Kreuzschichtung“, „wellig-flaserige Textur“, die durch subaquatische Rutschung, meist jedoch durch „Aufarbeitung des noch lockeren Sandes durch Wellenschlag und Strömungen in der Flachsee“ erfolgt sein sollte (so auch 1928, S. 237); ferner: „Kriechspuren, Wellenfurchen, Trockenrisse, Fließwülste, Rieselungsspuren, reichlich Führung von Pflanzenhäcksel.“ Alles Befunde, die für „Bildungen der Flachsee, ± ausgedehnter Wattenmeere“ sprechen sollen. Die Beobachtungen stützen sich vor allem auf die Plattensandsteine der Nehden-Stufe am Nordrande des Schiefergebirges zwischen Wuppertal, Iserlohn und Balve. Wenn man einige der großen, dicht mit gut erhaltenen Rippelmarken bedeckten Schichtflächen dieser Sandsteinserie betrachtet, glaubt man tatsächlich, eine fossile Strandablagerung vor sich zu haben.

PAECKELMANN (1930, 1933, 1934, 1938) und WEBER (1934) betrachteten die oberdevonischen Sandsteine als typische Beckensedimente, womit jedoch keine Bildung in tieferem Wasser angenommen wurde, da ja im Sinne von PAECKELMANN der Ablagerungsraum als Flachmeer angesehen wird und die Sandsteine „ausgesprochene Wattenmeerbildungen“ sein sollen.

a) Die Strömungs-Marken

Als Äquivalent der oben angeführten Plattensandsteine von Wuppertal und Iserlohn ist in der Nehden-Stufe des Untersuchungsgebietes ebenfalls eine mächtige Sandsteinserie entwickelt. Dieser Horizont enthält diejenigen Ablagerungen, die die stärkste Strömung und Sedimentzufuhr erkennen lassen. Die Sandsteine wurden bereits auf S. 22—23 besprochen und als Belege für den Strömungseinfluß die Bilder von Taf. 2 Fig. 7—12 gebracht. Im Unterschied zu der Iserlohner Gegend sind jedoch Rippelmarken nur als seltene Ausnahme zu finden; es handelt sich außerdem um ganz flach ausgebildete asymmetrische Strömungsrippeln. Die Strömungsmarken an den Schichtunterseiten der Sandsteinbänke und die Pflanzen-Anschwemmungen sind ebenfalls nur auf diesen Horizont beschränkt (S. 23; Taf. 2 Fig. 11).

Die auf Taf. 2 Fig. 12 abgebildete feine geradlinige Riefung auf der Schichtoberseite (die in dem Beispiel erwiesenermaßen primär ist und nichts mit der etwas anders laufenden Harnisch-Rillung zu tun hat), ist sehr ähnlich der von HÄNTZSCHEL (1939, S. 48, Abb. 9) dargestellten „feinen Parallel-Striemung“. HÄNTZSCHEL konnte beobachten, daß es sich um „Ablauf-Marken von dünnen Wasserhäuten“ handelt; diese kleinen Erosionsrinnen entstehen, „wenn die letzten Wellen des ebbenden Wassers in dünner Haut rasch den Luvhang hinauflaufen und dann beim Zurückströmen Sand mit sich saugen“.

Von STOKES (1947) wurden ähnliche Erscheinungen auf fluviatilen Sandsteinen beobachtet und als „primary current lineation“ bzw. einfach als „primary lineation“ bezeichnet; als Ursache wird „the streaming of sand grains under the influence of shallow, smoothly flowing water“ angenommen. Von SEILACHER (1953b, S. 263) wurden diese Erscheinungen auf der ungerippten Oberfläche eines Brandungs-Sandes (Bild 1) und auf unterkambrischen Sandsteinen (Bild 9) beobachtet und in Anlehnung an die STOKES'sche Bezeichnung Stromstreifung genannt.

Bei den Rinnen-Ausfüllungen (Groove casts, Taf. 2 Fig. 8) handelt es sich um ähnliche Formen, wie sie bereits von CLARKE (1917) und POWERS (1921) abgebildet und als Flachwassererscheinungen gedeutet wurden. Als Ursache wurden Gezeitenströmungen angenommen, die irgendwelche Gegenstände über den Grund schleiften und hierdurch vor allem die geradlinigen Rillen erzeugten (Pflanzen oder Steine, auch Eisblöcke wurden in Erwägung gezogen).

Die zapfenförmigen Strömungsmarken (Taf. 2 Fig. 10) deuteten bereits GÜRICH (1934) und E. KRAUS (1935) als Sandausgüsse von kleinen „Kolken“, die auf der liegenden Schicht durch strömendes Wasser entstanden. Im Untersuchungsgebiet fanden sich die anstehenden Beispiele dieser Marken ebenfalls nur an den Schichtunterseiten von Sandsteinbänken über tonigen Zwischenlagen; ihre Richtung stimmt mit denen der geradlinigen Rillen und der feinen Riefung überein und steht senkrecht auf den Rippelmarken. Die Spitzen sind nach N bis NW gerichtet (Stbr. Glindfeld u. Stbr. am Schloßberg). Danach ist — ebenso wie nach der bogigen Schrägschichtung und der Vergenz der Strömungsrippeln — eine Herkunft des Sedimentationsstromes aus nördlicher Richtung anzunehmen.

Die seltenen Beispiele von Rippelmarken und geradliniger Riefung auf den Schichtoberseiten und die zapfenförmigen und langgestreckten Rinnenausfüllungen an den Bankunterseiten bezeugen in der mittleren Nehden-Stufe stärkere Strömungen am Meeresboden. Bei den einzelnen Marken wurde vermerkt, daß morphologisch ähnliche Erscheinungen am Strande und unter flacher Wasserbedeckung zu beobachten sind. Im Kapitel IIIc, S. 49 soll näher diskutiert werden, ob diese Marken tatsächlich den Auftauchbereich oder Flachmeer-Charakter der Ablagerungen beweisen, oder ob es nicht richtiger ist, sich lediglich mit der Feststellung zu begnügen, daß es sich um fossile Marken handelt, die auch in der heutigen Litoralregion und der Flachsee gebildet werden können.

b) Das Gefüge

Für alle Sandsteine der verschiedenen Stufen ist eine durch Anreicherung von Glimmerplättchen betonte innere Feinschichtung charakteristisch. Diese Feinschichtung liegt entweder parallel oder schräg zu den Unter- und Oberseiten der Bänke. Die Schrägschichtung (oder Winkelschichtung) ist ebenfalls ein Merkmal, das üblicherweise als Kennzeichen für die Sedimentation im bewegten Flachwasser betrachtet wird.

Ein weiteres auffälliges Merkmal vieler Sandsteinbänke ist eine wulstige innere Textur (z. B. Taf. 2 Fig. 7). In der Literatur ist vielfach die Ansicht verbreitet, daß diese Wulst-Texturen auf subaquatische Rutschungen zurückzuführen seien, indem entweder die entsprechenden Bänke einzeln oder in geschlossenen Paketen abglitten. An den oberdevonischen Sandsteinhorizonten des Untersuchungsgebietes fanden sich keinerlei Beweise für diese Annahmen; alle Beobachtungen sprechen

gegen eine Freigleitung einzelner Bänke oder Schichtpakete. Es fehlen alle Erscheinungen im Schichtverbände, die auftreten würden, wenn sich größere Materialtransporte postsedimentär und prätektonisch ereignet hätten. Gegen das Abgleiten einzelner Bänke spricht: die Unterseiten von Wulstbänken mit ihren Spuren und Marken sind gut erhalten; Schleppungen und Fältelungen der tonigen Unterlage haben nicht stattgefunden; sie hätten aber eintreten müssen, wenn die Bank als Ganzes im \pm erhärteten Zustand abgerutscht wäre. Bei Bewegungen im plastischen Zustand (man führt Quickerde-Bedingungen an) wäre aber nicht einzusehen, warum sich nicht die dafür typischen Fließerscheinungen zeigten: weit vorgehende Decken, Wirbelbildungen mit Wickelungs-Texturen, Abreißen bzw. starke Verdickungen in einzelnen Lagen. An zahlreichen Aufschlüssen war immer wieder zu beobachten, daß die Wulstbänke lange und gleichmäßig aushalten, daß die Wulstung nie über ein bestimmtes, engbegrenztes Maß hinausgeht und daß oft nicht die ganze Bank, sondern nur ein kleiner Teil von der Wulstung betroffen wird. Der Zusammenhang des gesamten Schichtverbandes wurde offenbar nie unterbrochen. Darum wurde auch an das Abgleiten ganzer Pakete gedacht; abgesehen davon, daß damit noch nicht erklärt wäre, warum gerade bei diesem Vorgange die bekannten Wulsttexturen entstehen sollten, müßten am Bug und Heck dieser Abrutschmassen erhebliche Diskordanzen und Auffaltungen entstehen. Obwohl im ganzen Schiefergebirge unzählige Aufschlüsse mit oberdevonischen Wulstbänken bekannt sind, wurden doch noch nie solche Erscheinungen beobachtet. Dagegen konnten im Untersuchungsgebiet zahlreiche Beweise dafür gefunden werden, daß sich die wulstigen Texturen ohne größere Ortsverlagerung des Sediment-Materials auf folgende Weise bildeten:

1. Unmittelbar synsedimentär bei Antransport und Ablagerung des feinkörnigen, kalk- und glimmerreichen Sandschlammes. Bei der Sedimentation der sandigen Lagen entstanden bereits, wie die Texturen der Bänke erkennen lassen, neben der Horizontal- und Schrägschichtung eine wulstförmig angeordnete Feinschichtung. Die Wülste werden in derselben Bank von jüngeren horizontal oder schräg abgelagerten Feinschichten diskordant überlagert; seitlich gehen sie in das normale innere Feingefüge über. Diese Beobachtungen zeigen, daß bereits synsedimentär kleinere Partien auf den schrägen, glimmerbelegten Schüttungsbahnen in Richtung des Sedimentationsstromes abglitten und hierdurch wulstförmige Aufpressungen der Feinschichtung bewirkten. Also subaquatische Rutschungen in kleinem Ausmaße und vor allem ohne längeren Transport, veranlaßt durch ungleichmäßige Auflagerung des instabilen, noch stark wassergesättigten, feinkörnigen Quarz-Glimmer-Kalkspat-Schlammes und unter Mitwirkung des noch darüber hinweg fließenden, mit Sedimentmaterial übersättigten Wasserstromes. Diese Sedimentverschiebungen fallen daher nicht unter den normalen Begriff der subaquatischen Rutschung, sondern sind besser als Subsolfuktion (ARNOLD HEIM 1908) oder endostratische Sedifluktion (RUD. RICHTER 1952) zu bezeichnen.

Auf Ausgleichbewegungen des instabilen Sediment/Wasser-Breies unmittelbar bei und nach der Sedimentation — also beim Übergang vom Suspensions-Strom zum Sedimentschlamm — dürfte der Hauptteil (über 90%) der untersuchten Wulst-Texturen zurückzuführen sein. Unregelmäßigkeiten der Schlammoberfläche, wie

Rippeln und kleine Kolke, die bei der lateralen Sedimentation entstanden, konnten nicht fossil werden, da nach Antransport des feinsandigen Materials wieder Wasserruhe herrschte und nur eine langsame, vertikale tonige Sedimentation stattfand. Inzwischen erfolgte in dem Sedimentbrei die Ausgleichbewegung, indem die Rippeln und anderen Aufbuckelungen einsackten und die Auskolkungen von den Seiten zufflossen. Diese Sedifluktion (RUD. RICHTER 1952) erzeugte die scheinbar so verwirrenden Bilder der inneren Wulstung (intrastratal flowage RICH 1951). Hierdurch erklärt es sich, daß die Oberflächen der Wulstbänke so erstaunlich ausgeglichen sind. Die Vorstellung, daß nach Ablagerung einer jeden Bank eine abrasive, nivellierende Strömung einsetzte, ist unwahrscheinlich, da man von diesen Wasserbewegungen auf der Oberseite der Sandsteinbänke neue Strömungsmarken erwarten müßte. Die rhythmische Wechsellagerung der Sand- und Tonlagen spricht dafür, daß nach jeder der episodischen Sandschüttungen wieder Stillwasser am Meeresboden herrschte. So ist es auch verständlich, daß in Wulst-Bänken, die mit parallelen Feinschichten beginnen oder enden, diese horizontal abgelagerten Partien gar nicht oder nur wenig von den Texturen der gewulsteten Bankteile betroffen werden, sofern nicht noch die im folgenden unter 2. und 3. aufgeführten Ursachen eine wesentliche Rolle spielen. Eine klare Trennung der Vorgänge, die noch als synsedimentär angesprochen werden müssen und denen, die bereits zur Diagenese gehören, ist nur ausnahmsweise möglich.

2. Bei der Diagenese durch unterschiedliche Sackungsvorgänge des Sedimentes. Diese Erscheinung tritt vor allem dann ein, wenn die Setzung über toniger Unterlage erfolgt und die überlagernden Schichten eine ungleichmäßige Belastung des noch nicht vollständig entwässerten Sedimentes bewirken. Hierbei können wulstförmige Ausbeulungen der Bank nach unten erfolgen (SIMPSON 1940, S. 27, Taf. 8). Es können außerdem kleine, lokal begrenzte Abwanderungen von Material nach den Seiten stattfinden; hiervon werden bezeichnenderweise nur die instabilen, schräggeschichteten Partien betroffen, während horizontale Feinschichten derselben Bank davon völlig unbeeinflusst sein können. Im Hangenden der auf Taf. 2 Fig. 7 abgebildeten Bank befindet sich z. B. eine ganz ähnlich gewulstete Lage, deren Wulsttexturen seitlich in reine Schrägschichtung übergehen. An der gewulsteten Stelle trat eine Verdickung der Bank ein. Dieser Vorgang kann sich erst nach Ablagerung der hangenden Schichten und nicht mit freier Oberfläche ereignet haben, da sonst die gleichmäßige Überlagerung mit einer dünnen Tonschicht unverständlich wäre.

Bekanntlich findet bei der Diagenese durch Wasserverlust und dichtere Lagerung der Mineralkörner (andere Faktoren sind in unserem Falle weniger wichtig) eine vertikale Einengung der Sedimente statt. Von dieser „diagenetischen Schieferungsschichtung“ (BRINKMANN 1932, S. 207) werden die horizontal abgelagerten Feinschichten nur insofern betroffen, als die Schichtfolge näher zusammenrückt und noch bessere horizontale Einregelung der glimmerartigen Minerale die Feinschichtung deutlicher hervortreten läßt. Bei den im Winkel zu den Ober- und Unterseiten der Bänke angeordneten inneren Schrägschichten muß jedoch eine Kompression des Sedimentes auch eine \pm große Rotation und Einengung der Schüttungsbahnen zur Folge haben, was seitliche Ausweichbewegungen und kleine Stauchungen bewirken kann. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die Korngröße der besprochenen sandigen Ablagerungen nur dicht über der Tonfraktion liegt (silt, Feinsand, siehe S. 23 und

49). Der diagenetische Anteil an der Wulstbildung dürfte jedoch gering sein und ganz hinter den oben unter 1. beschriebenen Vorgängen zurücktreten. Die diagenetisch verursachte Verformung ist nicht klar von der syngenetischen und tektonischen Wulstung zu trennen.

3. Bei der Tektogenese, wobei besonders innerhalb einer Wechsellagerung von Tonschiefern und Sandsteinen die prätektonische Wulstung weiter fortgesetzt werden kann oder überhaupt erst aus der Deformation der inneren Schrägschichten hervorgeht. Einwandfreie Belege für tektonische Bewegungen der Wulstflächen sowie tektonische Ablenkung oder vollkommene Einregelung der Wulst-Achsen wurden gefunden: Gut ausgebildete Harnische mit zum Teil deutlicher Rillung auf den Wulstflächen, Ausfüllung der Umbiegungsstellen mit Kalkspatzwickeln, Versetzung von kleinen Kalkspatzgängen durch noch andauernde differentielle Bewegung der Wulstflächen, Einregelung der Wulstachsen in die Richtung der Spezialfaltung und Schieferung, wobei naturgemäß die Konkordanz um so vollkommener wird, je dünner die sandigen Lagen sind.

Auf den ersten Blick machen die tektonisch weiter entwickelten oder erst entstandenen Wülste einen absolut „atektonischen“ Eindruck, da ihre Formen völlig von den gewohnten Faltenbildern abweichen und den sicher durch prätektonische Sedifluktion entstandenen Wülsten sehr ähneln. Es sei aber besonders darauf hingewiesen, daß man gar nicht die normalen Faltenformen erwarten darf, wie sie bei der Einengung von Schichtpaketen mit parallelen, weithin aushaltenden Gesteinsbänken entstehen. In keinem geologischen Verbands sind die Voraussetzungen für absolut disharmonische Verformungen auf engstem Raume besser erfüllt als in diesem Material, dessen tektonische Vorzeichnungen — die reich mit Glimmer belegten, dicht gescharteten Schichtflächen — schräg, schaufelförmig oder bereits wulstig angeordnet sind und die Mächtigkeit der einzelnen unregelmäßigen Feinschichten in sehr geringem Abstände stark variiert. Diese prätektonischen Texturen, die besondere lithologische Ausbildung und ein bestimmter Gesteinsverband sind die Voraussetzungen dafür, daß eine tektonische wulstförmige Faltung stattfinden kann. Die Einengung ist wesentlich geringer als es bei flüchtiger Betrachtung erscheint; es handelt sich nur um eine ganz geringfügige Stauchung und Aufpressung der primären Schüttungsbahnen und Wulstformen. Die tektonische Einengung senkrecht zur Faltenachse ist geringer als in den begleitenden Tonschiefern, wie es sich z. B. aus der Deformation dünnschaliger Ostracoden-Klappen ablesen läßt (siehe A. RABIEN 1954, S. 22—33). Hinzu kommt, daß innerhalb eines solchen Schichtverbandes das Ausmaß der tektonischen Verformung in der Vertikalen und Horizontalen sehr stark und rasch variiert. Hierauf sei ganz besonders hingewiesen, da immer wieder die große Disharmonie der tektonischen Formen in einem Faltengebirge wie dem Rheinischen Schiefergebirge zu wenig berücksichtigt wird, indem die Verhältnisse eines kleinen Aufschlußbildes konkordant auf einen größeren Schichtverband übertragen werden und Disharmonien der Faltungsintensität als Kriterien für prätektonische Vorgänge gewertet werden. Bei der Tektogenese können die besprochenen Wulstbänke materialmäßig nur als semikompetente Bänke betrachtet werden; auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung und ihres Gefüges nehmen sie eine vermittelnde Stellung zwischen den Tonschiefern einerseits und den kompetenten Bänken der normalen Sandsteine und Kalke andererseits ein.

Die Trennung der synsedimentären, diagenetischen und tektonischen Komponenten bei der Wulstbildung ist in den meisten Fällen sehr schwierig oder gar nicht möglich. Es gibt aber Fälle, an denen sich die Wirkung des einen oder zweier Vorgänge ausschließen läßt bzw. das Überwiegen der einen Entstehungsweise belegt werden kann. Die Genese der Wulsttexturen ist also ein sehr komplexer Vorgang, der nicht generell erklärt werden darf, sondern von Fall zu Fall analysiert werden muß, da recht verschiedene Ursachen zu konvergenten Formen führen können. Es empfiehlt sich daher, derartige Wulstbänke nicht mit den genetisch vorbelasteten Ausdrücken wie „subaquatische Rutschbänke“ oder „subaquatische Gleithorizonte“ zu bezeichnen, sondern rein beschreibend von Sandsteinbänken mit wulstigem Gefüge zu reden. Aus morphologischen

und genetischen Gründen wird ebenfalls nicht von Falten gesprochen, sondern der neutrale, rein deskriptive Ausdruck Wülste gebraucht.

Zur Klärung der interessanten Fragen wurden bereits Geländeuntersuchungen während der stratigraphischen Arbeiten durchgeführt. Die nähere Auswertung und Darstellung der Aufnahmen, Messungen und orientiert entnommenen Proben konnte wegen der primär wichtigeren paläontologischen Untersuchungen noch nicht erfolgen. Die bisherigen Beobachtungsergebnisse sollten aber schon kurz mitgeteilt werden, da es für die faziellen Betrachtungen wichtig ist, ob tatsächlich mit größeren, auf subaquatische Rutschungen zurückzuführenden Materialtransporten in die Becken hinein zu rechnen ist, was wir hiermit im Untersuchungsgebiet verneinen müssen. Außerdem sollte diese vorläufige Mitteilung endlich erfolgen, da die Beobachtungen, besonders über die tektonischen Verformungen, und die in diesem Zusammenhange auftretenden konvergenten Formen von prä- und syntektonischer Wulstung bereits einem größeren Kreise mitgeteilt und im Gelände vorgeführt wurden (1951). Eine detaillierte Darstellung mit den notwendigen Abbildungen und mit Berücksichtigung der umfangreichen Literatur kann im Rahmen dieser stratigraphisch-faziellen Arbeit nicht gegeben werden.

Die bisher angeführten Merkmale und faziellen Beurteilungen der Sandsteine beziehen sich vor allem auf die makroskopisch leicht erkennbaren Texturen. Systematische petrologische Untersuchungen über die oberdevonischen Sandsteine und die sie begleitenden Tonschiefer liegen noch nicht vor. Allein durch H. KÜHN (der seine bisher unveröffentlichte Dissertation dem Verf. freundlicherweise zur Verfügung stellte) wurden im Rahmen einer den subaquatischen Rutschungen nachgehenden Arbeit petrographische Untersuchungen an oberdevonischen Sandsteinen vom Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges und der Attendorner Mulde vorgenommen. Seine Beschreibungen und Abbildungen sowie die Aufschlüsse, die im dortigen Gebiete vergleichsweise gesehen werden konnten, zeigen, daß gute Übereinstimmung mit den Sandsteinhorizonten des Untersuchungsgebietes besteht.

Die Gegenüberstellung der Plattensandsteine von Letmathe/Iserlohn mit dem äquivalenten Horizont am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges läßt aber darauf schließen, daß in der Iserlohner Gegend noch stärkere Strömungsverhältnisse und größerer Landeinfluß herrschten. Dafür sprechen die größere Zahl von Pflanzenhäcksel-Lagen und die wesentlich besser ausgebildeten Rippelmarken. Dies ist auch nicht verwunderlich, wenn man die paläogeographische Situation berücksichtigt: nach H. SCHMIDT (1935, S. 85) lag die Grenze zwischen der rheinischen und der herzynischen Fazies etwa bei Wuppertal. Aber auch in dem von KÜHN bearbeiteten Gebiet handelt es sich bei den Sandsteinen um ein sehr feinkörniges Material, dessen Korngrößen zwischen 0,02 und 0,15 mm liegen; in den stark gewulsteten Bankteilen wurden Korngrößen-Maxima von nur 0,03 mm festgestellt. Quarz bildet den Hauptbestandteil (bis 90%), Glimmer < 3 bis > 8% und das kalkige Bindemittel < 10 bis > 20%. Die Übereinstimmung mit dem Gefüge der Sandsteine im eigenen Untersuchungsgebiet ist erstaunlich. Die sandigen Einlagerungen können hier wie dort als feinkörnige glimmerreiche Sandsteine bezeichnet werden, die meist (von den dickbankigen Sandsteinen der Nehden-Stufe abgesehen) ein stark kalkiges Bindemittel haben. Die Korngrößenanalysen von H. KÜHN und einige eigene Dünnschliffe zeigen, daß ein bestimmter Prozentsatz in jeder Feinsandlage noch zur Tonfraktion gehört (unter 0,02 mm Durchmesser).

Auf die Deutungen von KÜHN, der die äquivalenten Wulst-Texturen auf subaquatische Gleitfaltungen zurückführt und auch bei fast allen übrigen faziellen Merkmalen zu entgegengesetzten Auffassungen kam, soll hier nicht eingegangen werden, da erst die endgültige Veröffentlichung abgewartet werden muß, um zu sehen, ob inzwischen seine Anschauungen modifiziert wurden.

c) Fazielle Kriterien

Welche faziellen Schlüsse können aus der bisher bekannten lithologischen und textuellen Ausbildung der besprochenen Sandsteine gezogen werden? Sind die Analogien mit den Ablagerungsformen der heutigen Flachsee, besonders mit dem gut bekannten Wattenmeer der Nordsee, wirklich zwingend? Die Arbeiten der Forschungsstelle für Meeresgeologie „Senckenberg“ in Wilhelmshaven haben gute Vergleichsmöglichkeiten

geschaffen (siehe den Überblick mit Literaturhinweisen bei HÄNTZSCHEL 1936 und 1953). Es zeigen sich einige Übereinstimmungen in den Schichtungsformen, wie Schrägschichtung, Rippelmarken usw., aber auch viele wichtige Unterschiede. Zu den fehlenden Merkmalen und als Argumente gegen eine Entstehung der Sandsteine in einem Flachmeer kann folgendes angeführt werden: Es konnten keine Aufarbeitungserscheinungen beobachtet werden, wie sie auf Meeresböden der Flachsee und besonders den Wattengebieten auftreten. Innerhalb der untersuchten Sandsteinserien fehlen alle Anzeichen von Prielen mit den entsprechenden Schichtstörungen; außerdem kommen keine Schlickgerölle vor. Ferner vermissen wir die typische grobe Flaserschichtung, d. h. die Einlagerung von Sandlinsen in Ton bzw. die unregelmäßige Einschaltung von Tonlagen in Feinsand. Von HÄNTZSCHEL (1936, Abb. 3—6) wurden diese Beispiele von Gezeiten-Schichtung treffend mit der Flaser-Schichtung der Siegener Schichten verglichen, also mit einem Sediment, das unter stärkerem Landeinfluß im Gebiet der rheinischen Fazies entstand.

Als wichtigstes Argument gegen die Watten-Flachmeer-Hypothese kann das völlige Fehlen jeder Schillage innerhalb der Sandsteine und der begleitenden Schiefer innerhalb des Untersuchungsgebietes gewertet werden; das gleiche gilt meines Wissens auch von allen übrigen Gebieten des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges herzynischer Fazies. Zusammenschwemmungen der Fauna aller Lebensbereiche sind aber gerade ein Charakteristikum von Flachmeerablagerungen.

Lediglich zu den erwähnten Pflanzenhäcksel-Lagen kommt es im Horizont der dickbankigen Nehden-Sandsteine (siehe S. 23; Taf. 2 Fig. 11); Pflanzenreste können aber über weite Entfernungen herantransportiert sein, so daß man daher über die Tiefe des Ablagerungsortes keine Schlüsse ziehen darf. Nur wenn Pflanzenhäcksel gehäuft auftritt, kann man im Verein mit anderen Merkmalen von Landeinfluß sprechen, wobei allerdings keine Entfernungs- und Tiefenangaben aus Pflanzenansammlungen abzuleiten sind. Außerdem bleiben die übrigen Sandsteinhorizonte frei von pflanzlichen Fossilien.

Als rezentes Beispiel dafür, daß auch größere Pflanzenanhäufungen in küstenfernen, tiefen Meeresbezirken entstehen können, seien drei Ergebnisse neuerer amerikanischer Tiefseeforschung angegeben: ERICSON, EWING, HEEZEN & WOLLIN (1955, S. 213) fanden im abyssischen Nord-Atlantik in Wechsellagerung mit den pelagischen Sedimenten des roten Tiefseetones Schichten größerer Materials mit Algen- und anderen Pflanzenresten: „In some layers there occur concentrations of coarse vegetal debris several centimeters thick. These concentrations are usually associated with silts or fine sands, and individual particles may be several millimeters in diameter. In other layers organic material is present but only as dark-gray or nearly black pigment in the upper lutite fraction.“ Diese Ablagerungen werden als Sedimente der turbidity-currents gedeutet, auf die wir später noch zurückkommen werden (S. 66 ff.).

EWING & HEEZEN (1955, S. 262—265) veröffentlichen Bohrkerne aus etwa 4000 m Meerestiefe im Caicos-Hispaniola-Becken (nördlich der Insel Haïti). In diesen abyssischen Sedimenten sind 1—15 cm dicke silt- und Sand-Lagen eingeschaltet: „All contain abundant vegetal matter with abundant evidence of turbidity-current deposition.“

Im Puerto Rico-Graben wurden in 8430 m Meerestiefe durch einen 3,97 m langen Kern „graded layers of calcareous sand containing shells of pteropods, shallow-water species of Foraminifera, and particles of calcareous algae“ erbohrt (ERICSON usw. 1955, S. 214, Taf. 2 Fig. 3).

Lebensspuren (S. 39 ff.), die an den Unterseiten der Sandsteinbänke als Ausgüsse in der liegenden Tonschicht gut erhalten blieben, können die oft behauptete

Entstehung der Sandsteine im Watten- oder Flachmeer-Bereich nicht beweisen. Auch hier zeigen die jüngsten Tiefseeforschungen, daß nicht nur in den bathyalen, sondern auch in den abyssischen Meeresregionen Kriechspuren und Grabgänge vorkommen (NORTHROP 1951; HÄNTZSCHEL 1953; EMERY 1953; SEILACHER 1954). Nicht die Wassertiefe, sondern die Sauerstoff- und Nährstoff-Versorgung entscheidet darüber, in welchen Meerestiefen das Leben erlischt (siehe S. 39, 40 u. 43). Wir erörterten zwar, daß in dem hier behandelten Geosynklinal-Gebiet die untere Lebensgrenze der Makroorganismen sehr wahrscheinlich höher lag als in den heutigen Weltmeeren; als Beweismittel für die Flachmeer-Natur der Sedimente scheidet aber auf jeden Fall die angeführten Lebensspuren aus. Nach den von SEILACHER angegebenen Kriterien ist vielleicht auf Grund der bisherigen Funde auf größere Wassertiefe zu schließen, was allerdings erst noch durch größere systematische Aufsammlungen einerseits und weitere Meeresforschung andererseits erhärtet werden müßte.

Deltaablagerungen sind nicht bekannt. Ferner fehlen im Untersuchungsgebiet Konglomerate, die lediglich auf der „PAECKELMANN'schen Querschwelle“ zwischen Iserlohn und Amönau bei Marburg vorkommen (siehe H. REICH 1927; GALLWITZ 1928; WEBER 1934, Abb. 13; MEMPEL 1938).

Diese Erscheinungen fallen zwar nicht mehr in das Gebiet der Waldecker Hauptmulde; es sei aber vermerkt, daß die Entstehung der oberdevonischen Konglomerate noch keineswegs geklärt ist. Von H. SCHMIDT (1937, S. 681, Abb. 1) wurde darauf hingewiesen, daß die bekannte „Diskordanz der marsischen Faltungsphase“ an der Seiler bei Iserlohn sich ebensogut als 3 km breite und 200 m tiefe Strömungsrinne deuten ließe. Auf submarinen Schwellen können, wie rezente Beispiele gut belegen, durch Querschnittsverengungen von Meeresströmungen erhebliche Geschwindigkeitssteigerungen eintreten, die eine starke Ausräumung verursachen bzw. eine selektive Sedimentation nach Korngröße und Gewicht bewirken. So erwähnt bereits ANDRÉE (1908, S. 406), daß auf einer Depression der Wyville-Thompson-Schwelle im Nordatlantik in 550—600 m Tiefe außer Sanden auch Schotter vorkommen. Submarine Canyons können als Leitbahnen für turbidity currents dienen, die in ihnen besonders große Wirkungen hervorrufen. (Siehe dazu Näheres bei ERICSON, EWING & HEEZEN 1952 und MENARD 1955). Die Zusammensetzung und Form der Konglomerat-Komponenten der aufgeführten Vorkommen läßt auf die Nähe von Schwellengebieten mit stärkerem Relief schließen.

Rippel-Marken, vor allem, wenn sie wie in unserem Beispiel nur als seltene Ausnahmen auftreten, sind ebenfalls kein Kriterium für Watten- oder Flachmeer-Ab-lagerungen. Selbstverständlich werden sich Rippeln besonders in flacheren, stärker der Wasserbewegung ausgesetzten Meeresteilen bilden. Die neueren Untersuchungen, besonders mit Hilfe der Unterwasser-Photographie, zeigten aber, „that ripple marks are common in deep water in the sea“. (MENARD 1952; für die Schelfgebiete siehe auch SHEPARD & EMERY 1949 und NORTHROP 1951). Ein ausgezeichnetes Beispiel von Tiefsee-Rippeln im Atlantik bringen ERICSON usw. (1955, Taf. 1); das Photo zeigt einen 4 m² großen, vollständig gerippten Meeresboden in 1650 m Tiefe.

Schrägschichtung innerhalb einer Bank hängt eng mit Rippeln und anderen Marken zusammen, die ein Kennzeichen für eine bestimmte Wasserbewegung sind. Schrägschichtung in einer Bank beweist jedoch nur, daß bei der Sedimentation die laterale gegenüber der vertikalen Komponente dominierte. Nachdem sich herausstellte, daß mit episodisch stattfindenden starken Strömungen in tiefen und normalerweise ruhigen marinen Ablagerungsstockwerken gerechnet werden muß (siehe S. 66 ff.), gehört auch die Schrägschichtung nicht mehr zu den sicheren Flachwasser-Marken.

TRASK, PHLEGER & STETSON (1947) bringen als rezentes Beispiel: „well-defined cross-bedding . . . 50 cm beneath the sea floor in the abyssal deep near the edge of the continental slope of Campeche bank, north of Yucatan peninsula.“

Die feine geradlinige Riefung (primary current lineation) der Sandsteinoberfläche, die als seltene Ausnahme im Zusammenhang mit den dickbankigen Sandsteinen und Pflanzenresten gefunden wurde, kann ebensogut in tiefem Wasser entstehen. An dieser Stromstreifung sind wahrscheinlich nicht nur die darüber hinwegströmenden Sandkörner, sondern auch Pflanzenreste beteiligt. Die Pflanzen dürften zwar den längsten Transportweg schwimmend zurückgelegt haben; in dem von stärkeren Strömungen beeinflussten Sandsteinhorizont der Nehden-Stufe ist aber anzunehmen, daß nach dem Absinken der Treibhölzer noch eine weitere Verdriftung am Meeresboden stattfand. Wenn kleine Stämme von der auf Taf. 2 Fig. 11 abgebildeten Form halb schwimmend und halb am Boden schleifend über ein junges Sediment bewegt werden, so können sehr leicht Schleif-Marken entstehen, die auf kurze Entfernung völlig geradlinig verlaufen. Vielleicht sind die tieferen Rinnen von dem auf Taf. 2 Fig. 8 abgebildeten Typ nicht nur auf Wasserströmungen zurückzuführen, sondern auch als Schleif-Marken zu deuten.

Auf die wulstigen Texturen wurde bereits (S. 45—49) näher eingegangen. Nach den dort gegebenen Deutungen erfolgte die Wulstung nicht durch Einwirkung des Wellenganges oder anderer verhältnismäßig oberflächennaher Vorgänge. Die ausgeglichenen Oberflächen der Bänke sprechen für ein Sediment, das nach schnell erfolgter Ablagerung noch sehr beweglich war und nicht mehr formenden Strömungen ausgesetzt wurde. Bei Gesteinen, die in bewegtem Flachwasser gebildet wurden, sind wesentlich mehr und besser erhaltene Oberflächen-Marken zu erwarten. Die zuletzt vor der endgültigen Einbettung entstandene Sedimentlage mit ihrem Relief ist sehr viel fester als ein in tieferem Wasser abgesetzter Schlamm; jeder Strandwanderer kann sich davon überzeugen, daß in den vom Wellenschlag kräftig massierten Sanden der Wattengebiete „die Rippeln oft messerscharf sind und hart wie Wellblech“ (TRUSHEIM 1936, S. 288).

Schon ANDRÉE (1908, S. 385) warf die Frage auf, ob „Wellenfurchen“ nicht auch unterhalb von 200 m Tiefe entstehen können, aber instabil bleiben. „Ich möchte annehmen, daß sie hier eben, nach völliger Beruhigung des Wassers, in sich zusammensinken und wieder verschwinden.“

Die von HÄNTZSCHEL (1936, S. 352; 1938) beschriebenen Schichtstörungen in rezenten Watt-Ablagerungen weichen stark von denen ab, die wir hier als Wulstung bezeichnen.

Wulstung in dem oben beschriebenen Sinne wäre demnach auch kein Merkmal für Watten- oder Flachwasser-Ablagerungen, sondern eher ein Anzeichen für die Sedimentation im tieferen Wasser.

Trockenrisse, die das vielfach behauptete Wattenmeer, also sogar das Trockenfallen des Meeresbodens, belegen könnten, wurden im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt. Als Trockenrisse werden hier — wie es zumeist ohne nähere Definition üblich ist — die paläogeographisch allein wichtigen, durch Lufttrocknung entstandenen Schrumpfungsrisse verstanden: Luftrisse (fissurae subaericae), RUD. RICHTER (1941). Ebenfalls fanden sich keine Trockenrisse in den Dasbergischen Sandsteinen auf Bl. Adorf, wo sie von PAECKELMANN zusammen mit der Wulstung,

Kreuzschichtung und Wurmsspuren als Wattenmeer-Anzeiger aufgeführt werden. Sofern nicht ausdrücklich die von RUD. RICHTER angegebenen Kriterien zur Unterscheidung von Luftrissen, Unterwasser-Schrumpfrissen und Innen-Schrumpfrissen berücksichtigt wurden, sollte man mit Literaturangaben über Trockenrisse in oberdevonischen Sandsteinen, Schiefen und Kalken sehr vorsichtig sein. Diese wichtigen Fazies-Anzeiger wurden leider allzuoft bei den bis vor kurzem als selbstverständlich erscheinenden konventionellen Flachwasser-Requisiten mit aufgeführt, ohne daß Nähere Untersuchungen über die wahre Natur der Risse durchgeführt wurden. (Siehe Näheres bei JÜNGST 1934; RUD. RICHTER 1935, 1941; SHROCK 1948, S. 188 ff.; VAN STRAATEN 1954; SCHÄFER 1954.)

Es konnten z. B. in den dickbankigen Sandsteinen der Nehden-Stufe Oberflächen von dünnen Tonschiefermitteln beobachtet werden, die ein Netzwerk von aufgepreßten tonigen Leisten führen, zwischen denen sich flacheingedellte Felder befinden. Auf den ersten Blick könnte man derartige Oberflächenmerkmale für fossile Austrocknungserscheinungen halten, zumal wenn die ursprüngliche Lagerung nicht bekannt ist. Es zeigte sich aber, daß es sich lediglich um Eindrücke der hangenden Sandsteinbank handelt, die eine unregelmäßig wulstige Unterseite hat, deren Entstehung durch Sackungsvorgänge kurz auf S. 47 unter Nr. 2 angeführt wurde. Nach den bisherigen eigenen negativen Beobachtungsergebnissen und wegen der Mehrdeutigkeit ähnlich aussehender Erscheinungen sei es daher erlaubt, die Existenz von echten Trockenrisen im Oberdevon der Waldecker Hauptmulde anzuzweifeln.

Bei der Diskussion der einzelnen Marken und Spuren wurde bereits darauf hingewiesen, daß Merkmale, die bisher als Watten- oder Flachwasser-Anzeiger galten, noch in sehr viel größeren Tiefen vorkommen, als von uns für den oberdevonischen Ablagerungsraum angenommen wird. Eindeutige Kriterien für Watten und Küstennähe fehlen. Der so oft in der Literatur mit kleinen Variationen verbreitete Satz, daß Pflanzenhäcksel, Rippel-Marken, Schrägschichtung und Lebensspuren ein Watten- oder küstennahes Flachmeer beweisen sollen, hat also seine Gültigkeit verloren. Auch PAECKELMANN, der wiederholt sich für den Watten-Charakter des oberdevonischen „Sandstein-Meeres“ aussprach, nimmt für das östliche Sauerland ein Wattenmeer an, „daß teilweise verhältnismäßig küstenfern war; nirgends lag es im Bereich des unmittelbaren Einflusses des Festlandes“ (1934, S. 245).

Ablagerungen eines küstennäheren und flacheren Meeresgebietes sind offensichtlich die oberdevonischen Psammites du Condroz, die in den Bereich der Rheinischen Brachiopoden-Fazies fallen. Von dieser Gesteinsserie, speziell der Assise de Montfort, liegt durch VAN STRAATEN (1954) eine ausgezeichnete Fazies-Analyse vor, die den großen Unterschied in Bio- und Litho-Fazies zu den hier diskutierten Sandsteinen deutlich macht. Als Hauptunterschiede können gelten: Schillagen von Brachiopoden und Muscheln, Priel-Bildungen (wash-outs) und Tongerölle (mud pebble conglomerates). Dazu die weite Verbreitung aller Arten von Rippelmarken, das völlige Überwiegen der sandigen Sediment-Komponente und die Häufigkeit der Pflanzenreste. Vergleiche der Psammites du Condroz mit den niederländischen Wattengebieten zeigen eine Reihe von Ähnlichkeiten aber auch Abweichungen. Vor allem ergab die Fazies-Analyse der Psammites du Condroz, daß bei ihrer Sedimentation ein geringerer Strömungseinfluß herrschte. Diese relativ größere Wasserruhe gegenüber

dem verglichenen Wattenmeer erklärt VAN STRAATEN als Wirkung einer „tidal lagoon“, auf deren Boden unter ständiger Wasserbedeckung die Hauptmenge der Sedimente abgelagert wurde. Paläogeographisch zwangloser ist wahrscheinlich die Deutung als ein etwas tieferes Stockwerk innerhalb des Flachsee-Bereiches.

d) Die paläogeographische Deutung der Sandstein-Fazies

Die oberdevonischen Sandsteine des Untersuchungsgebietes und der weiteren Umgebung zeigen einige Merkmale, wie sie bisher vorwiegend aus Watten- und Flachmeerbereichen bekannt geworden sind. Das Gefüge und die Marken an den Unter- und Oberseiten der Sandsteinbänke beweisen jedoch nur, daß die Sedimentation aus einem strömenden Medium mit vorwiegend lateraler Komponente erfolgte; es herrschten stärkere Strömungen als zur Bildungszeit der tonigen Ablagerungen, deren Sedimentation nach Analyse der Cypridinschiefer-Fazies ruhig, langsam und vorwiegend vertikal erfolgte. Wenn die neueren Tiefseeforschungen sogar im abyssischen, eupelagischen Meeresbereich episodische starke Strömungen und eine damit verbundene abweichende Sediment-Fazies nachweisen, so ist die Einschaltung der hier diskutierten feinsandigen Sedimente in unserem Geosynklinalbecken kein Gegenbeweis für die bathyale, hemipelagische Deutung des Ablagerungsraumes.

Ebenso wie wir für die ökologischen Stockwerke im Meere je nach der Wasserzirkulation eine verschiedene Stufengliederung erhalten, dürfen wir auch bei Änderung der Strömungsverhältnisse einen Wechsel der Sedimentationsbedingungen und der davon abhängenden Ablagerungs-Gefügerwarten. Es ist nicht notwendig, für jeden Ton- und Sandwechsel gleich epirogene, tektonische oder eustatische Bewegungen anzunehmen!

Für die Deutung der Sandstein-Fazies ist es entscheidend, ob man die den Flachmeerablagerungen ähnlichen Merkmale oder aber die angeführten Unterschiede für wichtiger hält. Nach unserer Auffassung sind die Gegenargumente wesentlich beweiskräftiger.

Das Fehlen von Trockenrissen, Tongeröllen, grober Flaserschichtung, Prielbildungen und Konglomeraten sowie vor allem die Abwesenheit von Schillagen spricht gegen eine Ablagerung in einem von Gezeitenströmungen und Wellengang ständig durchbewegten Flachmeere (Schelfmeer) oder sogar — wie vielfach angenommen wurde — in einem Wattenmeere. Auch der dickbankige Sandsteinhorizont der Nehden-Stufe, der die stärksten Strömungen und Sedimentschüttungen innerhalb der besprochenen Schichtserie erkennen läßt, gibt keine Hinweise für einen litoralen oder zeitweilig auftauchenden Bereich und nicht mal für ein Meer, dessen Boden noch vom Wellengang merklich beeinflußt wurde. Die Entstehung der Wulsttexturen erklären wir nicht durch größere Massentransporte nach der Ablagerung (Abrutschen einzelner Bänke oder ganzer Schichtpakete), sondern hauptsächlich durch synsedimentäre und diagenetische endostratische Sedifluktion, die jedoch in situ bzw. nur mit sehr geringer Ortsverlagerung (im Meter-Bereich) erfolgte. Die langaushaltenden Bänke und das über weite Gebiete hin gleichbleibende, sehr feinkörnige, glimmerreiche Sandmaterial machen es unwahrscheinlich, die Sandschüttungen als Delta-Ablagerungen oder küstennahe Sedimente zu betrachten. Weder die lithologische Beschaffenheit noch das Gefüge können demnach den Flachmeer-Charakter der

sandigen Sedimentation beweisen; die Sandsteine liefern im Gegenteil einige wichtige Anzeichen, die ihre Bildung in der Flachsee als sehr zweifelhaft erscheinen lassen.

IV. Die Kalke

Die Cypridinen-Schiefer und die Sandsteine bilden die mächtigsten Ablagerungen der besprochenen Schichtserie; die übrigen Gesteine sind rein quantitativ ganz unbedeutend. Es handelt sich nur um Einlagerungen von dünnen Kalkbänken, Kalkknollen und Kalkknoten-Lagen; in der Adorf-Stufe kommen außerdem die Kellwasser- und Flinz-Kalke mit ihren bituminösen Begleitschiefern hinzu. Die fazielle Deutung der kalkigen Ablagerungen ist noch schwieriger als die der Tonschiefer und Sandsteine; sie soll hier auch nicht eingehender diskutiert werden, weil besonders bei den Kalken und Kalkknollen zuvor sedimentpetrologische Untersuchungen stattfinden müßten, um ihre Genese zu klären¹⁾. Es soll nur auf ihre große fazielle und stratigraphische Bedeutung hingewiesen werden, da sich immer wieder im herzynischen Fazies-Bereich zeigte, daß die Bildung der Kalke (sofern es sich nicht um die biogenen Massenkalke handelt!) sehr lange Zeiträume erforderte. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Cephalopoden-Kalke durch Tonschiefer und Sandsteine von über zehnfacher Mächtigkeit vertreten werden können. Reine Cephalopoden-Kalke sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Die Bänderschiefer der Adorf-Stufe sind die kalkreichste Fazies, und bezeichnenderweise haben wir auch in dieser Serie die dichteste Aufeinanderfolge von Ostracoden-Zonen.

Mächtigkeitsvergleiche sollen kurz die fazielle Stellung unserer Bänderschiefer erläutern, wobei zu beachten ist, daß die Zahlenwerte nur annähernde Vergleichsmöglichkeiten bieten, da die Zeit-Äquivalenz nicht völlig gesichert ist: die Mächtigkeit der Adorfer Schichten in kalkiger Bänderschiefer-Fazies beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 40 m. Vergleichen wir damit die Cephalopoden-Kalke auf Bl. Adorf oder in der Attendorn-Elsper Doppelmulde, so erhalten wir nur etwa $\frac{1}{4}$ der Mächtigkeit; im Gebiet der rheinischen Frischwasser-Fazies bei Aachen jedoch den etwa 10fachen Betrag (400—550 m; Wo. SCHMIDT 1951, S. 454). Noch extremer sind die Werte bei einem Vergleich mit dem Oberdevon Nordamerikas, wo innerhalb der Adorf-Stufe an der Küste „Appalachias“ etwa 1000 m sedimentiert wurden (H. SCHMIDT 1950); diese Ablagerungen sind also etwa 25mal mächtiger als unsere Bänderschiefer, was auf den größeren Festlandseinfluß bei der dortigen Sedimentation zurückzuführen ist.

Nach unseren bisherigen Kenntnissen kann man sich die Bildungsweise am natürlichsten derart vorstellen, daß ständig eine sehr geringe kalkig-tonige Sedimentation stattfand. Je weniger karbonatfreie tonige Bestandteile hinzukamen, um so kalkreicher blieb das Sediment. Die Stärke der tonigen Beimengung dürfte vor allem durch 2 Ursachen gesteuert worden sein: 1. durch den Festlandseinfluß, der darin besteht, daß Meeresströmungen von wechselnder Stärke und Richtung die feinste Tontrübe herantransportierten; diese kann entweder direkt vom Lande oder aber von sekundärer Lagerstätte durch Aufwirbelung in der Flachseeregion bezogen werden. Die Fazies unserer höheren Bänderschiefer mit ihrer großen kalkigen Komponente und ohne jede sandige Einlagerung macht daher den Eindruck, daß es sich um küstenferne Ablagerungen handelt, wofür vor allem auch die sehr weite gleichmäßige Verbreitung innerhalb des rechtsrheinischen Schiefergebirges und bis zum Harz spricht.

¹⁾ Siehe z. B. die darüber geführte Diskussion mit näheren Literaturangaben bei SCHINDEWOLF 1921, 1923 und 1925.

Diese Deutung ist jedenfalls wahrscheinlicher als die Ansicht von PAECKELMANN, der entgegen WEBER (1934) die Bänderschiefer nach dem auf S. 35 erörterten Prinzip nicht zu den Becken- sondern zu den Schwellen-Sedimenten rechnete, weil sie „nur geringe Mächtigkeit besitzen, also zur Schwellen-Fazies gehören“ (1938, S. 99, 87).

Als zweite Ursache für das unterschiedliche Kalk-Ton-Verhältnis käme das Relief in Frage: die schmalen linsenförmigen Vorkommen von Cephalopoden-Kalken innerhalb toniger Sedimente machen es wahrscheinlich, daß es sich um submarine, tiefe Schwellen handelte, auf denen die Tonpartikel infolge stärkerer Strömung nicht zum Absatz kamen (H. SCHMIDT 1926b, S. 228). Wir hätten also in viel kleinerem Maßstabe und mit sicherlich geringeren Meerestiefen im Prinzip ähnliche Verhältnisse, wie sie C. W. CORRENS vom mittelatlantischen Rücken beschreibt (1934b, S. 113; 1939, S. 192). Strömungsbedingte selektive Sedimentation kann es erklären, warum in den Schwellenkalken die großen schweren Gehäuse der Cephalopoden und in den begleitenden Schiefen die leichten, chitigen Klappen der pelagischen Ostracoden angereichert wurden. Der Vorgang ist selbstverständlich so zu verstehen, daß nicht etwa die Cephalopoden auf die Schwellen konzentriert wurden, sondern nur in dem Sinne, daß die Meeresströmungen das Absetzen der Cephalopoden-Gehäuse noch zuließen, während die Ostracoden-Klappen zum größten Teil erst im Stillwasser der umgebenden Becken sedimentieren konnten. Die Ostracoden-Klappen sowie die Tentaculiten- und Styliolen-Gehäuse liegen in den Cypridinen-Schiefen schichtparallel, in den Cephalopoden-Kalken jedoch meist mit verschiedenem Winkel zur Schichtfläche. Sofern man für diese abweichende Einbettungsform nicht das andere Verhalten des Kalkschlammes verantwortlich machen will, spricht auch diese Tatsache für etwas größere Wasserunruhe auf den Schwellen. Die geringe Mächtigkeit der Cephalopoden-Kalke, die dünnplattig, knollig oder faserig ausgebildet sein können, muß auf jeden Fall in den primären Sedimentationsbedingungen begründet liegen. Gegen eine sekundäre Reduktion der Mächtigkeit durch spätere Abtragungsvorgänge spricht der vollständige Nachweis der Cephalopoden-Zonen, der in zahlreichen derartigen Kalken von geringer Mächtigkeit durchgeführt werden konnte.

Die Kellwasser-Kalke bilden einen stratigraphisch und faziell besonders wichtigen Horizont innerhalb des unteren Oberdevons. (Siehe S. 19 und 1954, S. 185; A. BORN 1912, S. 563, 564.) Auffällig ist, daß es sich bei diesen, durch Bitumen-Gehalt gekennzeichneten Ablagerungen um regional weit verbreitete und stratigraphisch aushaltende Horizonte handelt, die sowohl innerhalb der Cephalopoden-Kalk-Fazies als auch im Bereich der Cypridinen-Schiefer auftreten.

Die Genese der Kellwasser-Kalke ist noch sehr problematisch. JAEKEL (1906, 1928) nahm auf Grund der großäugigen Arthrodiren, die er für Tiefseeformen hielt, als Bildungsort einen Tiefseeboden an. H. SCHMIDT (1935, S. 86) hingegen glaubt an eine Entstehung unter dichter Tang-Vegetation in wenig tiefem Wasser.

Zur Deutung der Kellwasser-Kalk-Fazies können wieder sowohl die Fossilien als auch das Gestein herangezogen werden: Charakteristisch für die Kellwasserkalk-Fauna ist das Fehlen aller sicher benthonischen Tiere, sogar der noch in den Cypridinen-Schiefen verbreiteten Trilobiten und Lebensspuren! Dafür beherbergen die Kalke eine reiche Fauna planktonischer und nektonischer Organismen: Tentaculiten, Ostracoden, Goniatiten, Orthoceren, Fische und Conodonten. Bezeichnend sind

ferner die dünnchaligen Cardioconchen der Gattung *Buchiola*, für die von H. SCHMIDT eine tangbewohnende Lebensweise angenommen wird, während GÜRICH (1896, S. 469) und andere Autoren sie für Tiefwasserformen halten.

Das bituminöse, pyritführende Gestein zeigt, daß mehr organische Substanz angeliefert wurde, als oxydiert werden konnte. Die gut ausgeprägte Feinschichtung und die unregelmäßige, aber schichtparallele Einbettung der Fossilien läßt auf Stillwasser am Meeresboden schließen. Es handelt sich also um eine Fazies, die in Bezug auf die Wasserbewegung und Durchlüftung etwa zu der schlechtesten Zustandsstufe 6 der Skala H. SCHMIDT's gerechnet werden kann (Sapropelbildung; siehe H. SCHMIDT 1935, S. 21, 33; 1949 a; ERBEN 1953, S. 83).

Als Ursache für diese euxinischen Verhältnisse könnte eine Abschnürung des Meeresbeckens angenommen werden. Dagegen spricht jedoch das uneingeschränkte Fortbestehen der pelagischen weltweit verbreiteten Fauna, besonders der große Formenreichtum, den die Wildunger Fischfauna bei verhältnismäßig geringer Individuenzahl aufweist (siehe besonders JÄEKEL 1906, 1928; GROSS 1932). Ferner könnte an eine periodisch stärkere Anlieferung organischer Sinkstoffe durch Veränderung des Klimas oder der großräumigen Meeresströmungen gedacht werden.

Wahrscheinlicher ist wohl die Deutung, daß vor allem aus zwei Gründen die organische Komponente im Sediment relativ angereichert wurde: 1. durch Reduzierung der tonigen Zufuhr und 2. durch Verminderung des Austausches der bodennahen Wasserschichten, was zu Sauerstoffmangel und zu unvollkommener Zersetzung der organischen Substanz führte. Als Grund für die Verminderung des Austausches kann eine besonders starke Absenkung und morphologische Gliederung des Geosynklinalbodens angenommen werden. Der Sauerstoffmangel verhinderte das Leben benthonischer Makroorganismen. Wir hätten also nicht den Standort der Tange vor uns, sondern nur ihren Ablagerungsort, zu dem die angehefteten Cardioconchen als Pseudoplankton mit herantransportiert wurden.

Bei den Kellwasser-Kalken und den sie begleitenden Schwarzschiefern dürfte es sich demnach um Sedimente handeln, die in tieferen, schlecht durchlüfteten Meeresbereichen entstanden. Für den pelagischen Charakter dieser Ablagerungen spricht außerdem die Tatsache, daß die Kellwasserkalk-Horizonte stets von Sedimenten unter- und überlagert werden, die keinen merklichen Festlandseinfluß erkennen lassen. Sehr wahrscheinlich gehören die Kellwasserkalk-Horizonte zu denjenigen oberdevonischen Ablagerungen, die sich durch die langsamste Sedimentationsgeschwindigkeit und den kleinsten Sedimentzuwachs auszeichnen.

Massenkalken sind innerhalb des Untersuchungsgebietes weder im Mittel- noch Oberdevon ausgebildet. Die nächsten Vorkommen liegen nördlich vom Ostsauerländer Hauptsattel und in der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Von PAECKELMANN wird dieser „Dorper Kalk“ infolge seiner Mächtigkeit als Beckensediment betrachtet (1938, S. 87, 99). Nach H. SCHMIDT (1926 b, S. 230) sind jedoch auf Grund der Fazies diese Massenkalken „ein rheinisches Element, greifen aber stellenweise weit in das herzynische Gebiet über, durch Lage und Verbindung mit Cephalopodenkalken eine Verwandtschaft mit der Schwellen-Fazies verratend“. Am natürlichsten erscheint demnach als Bildungsort ein submarines Plateau, das noch in den gut durchlichteten und durchlüfteten Frischwasserbereich emporragt und somit die reiche Entfaltung der

kalkbildenden pflanzlichen und tierischen Organismen gewährleistet. Derartige Bedingungen können also auch mitten im herzynischen Fazies-Bereich erfüllt sein; für die beiden angeführten Vorkommen des Dorper-Kalkes ist Küstenferne sehr wahrscheinlich. In solchen Fällen wird die Mächtigkeit der Kalkansammlungen von den vertikalen Bewegungen der Schwellenregion gesteuert: das Wachstum kommt zum Stillstand, wenn entweder die Meeresoberfläche erreicht wird oder aber die Absenkung des Meeresbodens die Zuwachsgeschwindigkeit übertrifft und das submarine Plateau in Tiefen gelangt, in denen die Riffbauer und anderen Kalkbildner nicht mehr existieren können.

Für eine Vernichtung der kalkabscheidenden Organismen durch terrigenen Detritus oder vulkanische Aschen und giftige Exhalationen fehlen in den beiden am nächsten liegenden Vorkommen bisher alle Beweise. Eine Verbrackung des Meeresbeckens wird durch das Weiterleben der übrigen rein marinen Tierwelt widerlegt. Lediglich ein allgemeiner Klimawechsel oder der Einfluß kalter Meeresströmungen könnte die Bildung der Massenkalke beendet haben. Eine stärkere, zu Vereisungen führende Abkühlung ist für unser Geosynklinalgebiet unwahrscheinlich (siehe SCHWARZBACH 1950, S. 102). Die Temperatur-Erniedrigung kann aber so groß gewesen sein, daß die riffbildenden Korallen, Stromatoporen usw. nicht mehr existieren konnten. Knollen-, Flaser- und Plattenkalke wurden während des ganzen Oberdevons im Gebiet der Cephalopodenkalk-Fazies weitergebildet.

Sofern man also nicht eine Abkühlung des Meeres annehmen will, könnte die Vertiefung der Geosynklinale dafür verantwortlich sein, daß mit der Adorf-Stufe die Dorper und Iberger Kalke erlöschen. Bei Heraushebung hätte ein seitlicher Weiterbau und bei der später wieder erfolgten Absenkung eine vertikale Weiterentwicklung stattfinden müssen. Für die Umwandlung von einer Hochschwelle in eine Tiefschwelle spricht die Tatsache, daß in dem gleichen Gebiet später über den Massenkalken Cephalopodenkalke sedimentieren konnten (Überlagerung des Dorper Kalkes durch Adorfer Kalk in der Attendorner Mulde, PAECKELMANN 1938, S. 87 ff.).

V. Der Fazies-Charakter des Untersuchungsgebietes

Die Beschreibung der Schichtenfolge und die fazielle Analyse der einzelnen Ablagerungsformen führte zu dem Ergebnis, daß während des ganzen Oberdevons das Untersuchungsgebiet sich in dem gleichen Fazies-Bereich befand. Die herrschende Fazies in allen Stufen ist die der Cypridinen-Schiefer, deren Sedimentationsbedingungen nur in engen Grenzen variieren, indem die tonige Sedimentation durch kalkige und feinsandige Ablagerungen episodisch unterbrochen wird. Die Cypridinen-Schiefer gehören nach ihrer benthonischen und pelagischen Fauna sowie auf Grund der Einbettungsform der Fossilien und des Sedimentcharakters zu den typischen Ablagerungen der herzynischen Stillwasser-Fazies. Als Bildungsraum ist ein tiefer Meeresboden mit sehr geringem Festlandeinfluß anzunehmen (bathyal, hemipelagisch); eine freie Verbindung zum oberdevonischen Weltmeer war stets vorhanden.

Die Fazies der Schwarzschiefer und Stinkkalke des eingelagerten Kellwasserkalk-Horizontes ist ein extremes Beispiel der herzynischen Stillwasser-Fazies, für deren Entstehung ebenfalls keine Abschnürung unseres Geosynklinal-Gebietes gefordert werden darf.

Die enge Wechsellagerung von Cypridinen-Schiefen und Sandsteinen im höheren Oberdevon bildet kein Argument gegen die fazielle Deutung der Cypridinen-Schiefer. Die Analyse der Sandsteine ergab, daß diese von den sandigen Einlagerungen der rheinischen Frischwasser-Fazies deutlich verschieden sind und daß ihre Entstehung im Litoral- oder Flachseebereich unwahrscheinlich ist. Die Bildung der Sandsteine kann ebenso wie die der begleitenden tonigen Sedimente in einem tiefen, küstenfernen Ablagerungsraum angenommen werden.

Cephalopodenkalke, die das charakteristische Gestein der herzynischen Schwellen-Fazies darstellen, fehlen im Untersuchungsgebiet vollständig. Im ganzen Oberdevon lag die nächste Schwelle nördlich des Ostsauerländer Hauptsattels; in der Adorf-Stufe gab es außerdem noch eine Teilschwelle bei Adorf. Die Bänderschiefer der Adorf-Stufe deuteten wir nicht als ein Sediment der Schwellen, da sich der gewisse „Schwellen-Charakter“ dieser kalkreichen Ablagerungen wegen der weiten regional gleichmäßigen Ausbildung besser als Wirkung der Küstenferne erklären läßt (Höhepunkt der Transgression?). Demnach gehörte das Untersuchungsgebiet während des ganzen Oberdevons zum Bereich der herzynischen Becken-Fazies; es bliebe nur noch zu erklären, wie man sich in dem Meeresraum, den wir auf Grund der Fazies als tief und küstenfern gedeutet haben, den Wechsel von Stillwasserbedingungen und stärkeren Sedimentationsströmungen zu denken hat (siehe Kapitel VII S. 63).

VI. Fazies-Entwicklung und Vergleich mit Nachbargebieten

Im folgenden soll kurz die Schichtfolge des Arbeitsgebietes (Raum Usseln—Glindfeld, siehe Abb. 1) mit den oberdevonischen Äquivalenten der Nachbargebiete verglichen werden. Im Süden haben wir das von H. REICH gegliederte Oberdevon der Wittgensteiner Hauptmulde auf den Blättern Battenberg und Berleburg, im Norden vergleichen wir mit dem von PAECKELMANN aufgenommenen Gebiet auf Bl. Adorf, südlich vom Ostsauerländer Hauptsattel. Im Westen befindet sich das nächste Oberdevon in der Attendorn-Elper Doppelmulde, dessen Stratigraphie vor allem von HENKE, WEBER, PAECKELMANN und MEMPEL geklärt wurde. Wir verfolgen hierbei nur die oberdevonischen Ablagerungen der Becken-Fazies, um zu sehen, wieweit in den einzelnen Gebieten eine gleichsinnige oder abweichende Entwicklung festgestellt werden kann (vgl. hierzu Tab. 1, S. 61).

In der Adorf-Stufe ist in allen 4 Gebieten die weitverbreitete Bänderschiefer-Fazies entwickelt. Ebenfalls ist allen 4 Vergleichsprofilen gemeinsam, daß in der Adorf-Stufe die kalkreichste Sedimentation mit Feinschichtung und gut ausgeprägten Kalk/Ton-Rhythmen stattfand. Außerdem kommt es lediglich in dieser Stufe zu bituminösen Einlagerungen, während Sandsteine völlig fehlen. Innerhalb der Adorf-Stufe und tiefsten Nehden-Stufe dürften wir die kleinste Zuwachsgeschwindigkeit der Sedimente und die geringste Wasserbewegung am Meeresboden gehabt haben. Es spricht vieles dafür, daß die Adorf-Stufe einen wesentlich längeren Zeitraum umfaßt als jede der jüngeren Oberdevon-Stufen. Eine kleine Teilschwelle mit Cephalopoden-Fazies befand sich in der Waldecker Hauptmulde bei Adorf. Bei den Mächtigkeitsvergleichen der einzelnen Gebiete ist zu beachten, daß es sich wegen schwieriger Aufschlußverhältnisse meist nur um rohe Schätzungen handelt, daß besonders die chronologisch begründete Grenzziehung zum Mitteldevon überall recht schwierig

ist und daß ein Teil der Bänderschiefer der Elesper Mulde, von wo die großen Mächtigkeiten angegeben werden, bereits der Nehden-Stufe angehört.

Die Grenze zur Nehden-Stufe ist in allen 4 Gebieten unscharf. Im südlichen Anschlußbereich und in der Attendorn-Elesper Mulde benutzt man zur praktischen Grenzziehung das Einsetzen von Rotschiefern, die wahrscheinlich aber etwas jünger sind und in unserem Gebiet fehlen. Mit Ausnahme des nördlichen bzw. nordöstlichen Bereiches beginnt überall eine starke sandige Sedimentation. Dieser Horizont enthält im Untersuchungsgebiet die Sedimente, die die stärksten Strömungsverhältnisse und größten Sandschüttungen erkennen lassen. In der Nehden-Stufe nimmt im Gebiet zwischen Adorf und Hallenberg in südlicher Richtung der Sandgehalt ständig zu. Im NE bei Adorf kamen nur Tonschiefer zur Ablagerung, südlich von Giebringhausen machen sich die ersten Ausläufer sandiger Ablagerungen in Form von kleinen Linsen und wenigen dünnen Bänken bemerkbar. Bei Usseln beträgt der Horizont der Nehden-Sandsteine bereits etwa 15 m, die Bankstärken sind jedoch gering, meist nur wenige Zentimeter bis maximal 20 cm. Südlich von Usseln und innerhalb des Kartierungsgebietes schwellen die Sandsteine auf 50—70 m an, die einzelnen Bänke erreichen 1 m und maximal über 4 m Mächtigkeit. Weiter im SW lassen die Aufschlüsse am Bollerberg im Nuhne-Tal bei Hallenberg eine noch stärkere Zunahme des Sandstein-Horizontes erkennen. PAECKELMANN (1934, S. 245) glaubte, daß im östlichen Sauerlande das Sandmaterial im Mittel- und Oberdevon von Osten her durch ost-westliche Strömungen herantransportiert wurde. Die Beobachtungen im gesamten Untersuchungsgebiet sprechen dagegen. Auf den N—S bzw. NW—SE verlaufenden Querklüften von über 30 Aufschlüssen der Nehden- bis Dasberg-Stufe mit zahlreichen Bänken konnte immer wieder auf Grund der bogigen Schrägschichtung festgestellt werden, daß die Schüttung aus nördlicher bzw. vorwiegend nordwestlicher Richtung erfolgt sein mußte. Die Schüttungsrichtungen und das Auskeilen nach NE belegen also eine von NW kommende Strömung. Der Sedimentstrom quert demnach die Strukturen der Becken und Schwellen, von denen man annimmt, daß sie ungefähr dem Streichen der späteren Sättel und Mulden parallel laufen. Diese Erscheinung spricht dafür, daß es sich bei den Schwellen nur um kürzere Einheiten handelt, die wallartig dem Boden der herzynischen Geosynklinale aufgesetzt sind und nicht über größere Räume miteinander verbunden werden dürfen. Das Auskeilen der Sandschüttungen in Richtung Adorf kann damit zusammenhängen, daß dieser Teil des Beckens im Schatten der Schwellenregion liegt, die sich nördlich vom Ostsauerländer Hauptsattel befindet. Auffällig sind ferner die Anhäufungen von Pflanzenhäcksel in einigen Schichten des dickbankigen Sandsteinhorizontes, während sonst nennenswerte Pflanzenreste in keiner Stufe vorkommen.

Die Grenzschichten von der Nehden- zur Hemberg-Stufe werden wieder in allen 4 Gebieten gleichmäßig durch fossilarme und daher stratigraphisch schlecht erfaßbare graugrüne Schiefer gebildet.

Die Foßley-Serie bildet das Leitgestein der Hemberg-Stufe in allen 4 Gebieten. Der Anteil der Kalkknotenlagen und Sandsteinbänke mag im einzelnen etwas variieren; der Fazies-Charakter ist jedoch überall der gleiche und zwar wieder in einem weiten, über die besprochenen Gebiete hinausgehenden Bereich. Die genaue zeitliche Einstufung der Foßley-Ablagerungen ist schwierig, da aus Fossilmangel die

Tab. 1. Vergleich der oberdevonischen Schichtfolge mit 3 Nachbargebieten der herzynischen Becken-Fazies

Stufen des Oberdevons	Attendorn-Elsper Mulde (Normalprofil der Becken-Fazies (nach MEMPEL, WEBER, PAECKELMANN))	Nördliches Anschlußgebiet (Bl. Adorf, S-Teil nach PAECKELMANN)	Untersuchungsgebiet: Raum Usseln—Küstelberg-Glindfeld (Bl. Niedersfeld, Goddelsheim, Hallenberg)	Südliches Anschluß-Gebiet (Bl. Battenberg, Berleburg nach H. REICH)	
Wocklum- und Dasberg-Stufe (tw + td)	Graue u. gelbliche Tonschiefer, Kalkbänkchen u. Kalknollenlagen 30—100 m. Glimmerreiche, kalkige Sandsteine u. grüngraue Tonschiefer etwa 100 m	Graugrüne Tonschiefer mit Kalksandstein u. Kalkknotenschiefern 125—175 m	Vorwiegend graugrüne Tonschiefer; Einlagerung von kalkigen glimmerreichen Sandsteinen (tdu) u. unreinen Kalkbänken u. Kalknollen (tdo + tw) etwa 200 m	Graue u. grünliche Tonschiefer mit Toneisensteinlagen u. wulstigen Kalksandsteinbänken 50—60 m. Vorwiegend graugrüne, rauhe Tonschiefer mit wulstigen Kalksandsteinlagen (Pönsandstein) 100—150 m	tw + td
Hemberg-Stufe (th)	Foßley: Rote u. grüne Tonschiefer, Kalkknotenschiefer, nach oben in Kalksandsteine übergehend 50—100 m. Grüngraue Tonschiefer	Foßley: Rote u. grüne Tonschiefer, Kalkknotenschiefer u. glimmerreiche Kalksandsteine 30—75 m	Foßley: Rote u. grüne Tonschiefer, Kalkknotenschiefer u. glimmerreiche Kalksandsteine etwa 50 m. Grüngraue Tonschiefer etwa 10—30 m	Foßley: Rote Tonschiefer, Kalkknotenschiefer u. Kalksandsteine 100—200 m. Graugrüne Tonschiefer (einige Meter)	th
Nehden-Stufe (tn)	Quarzitische Sandsteine 100—150 m. Rote und grüngraue Schiefer 20—30 m	Blaugraue bis grünliche Tonschiefer 30 m	Grüngraue Tonschiefer 10—20 m. Dickbankiger, glimmerreicher, kalkarmer Sandstein 40—50 m. Dünnbankiger, glimmerreicher, kalkhaltiger Sandstein 10—20 m. Grüngrauer bis grün-schwarzer Tonschiefer 10—20 m	Quarzite u. Sandsteine mit geringen grauen Schiefermitteln 80—120 m. Braunrote u. grünliche Tonschiefer 10—20 m	tn
Adorf-Stufe (ta)	Bänderschiefer: graue bis bläuliche Mergelschiefer 50—150 m	Bänderschiefer: Gebänderte Mergel-Schiefer unten mit Flinz-, höher mit Adorfer Kalk 50—75 m	Bänderschiefer: Rhythmisch gebänderte Mergel-Schiefer mit Kalkknotenlagen u. dünnen Kalkbänken. Oben zum Teil mit Kellwasser-Kalk, unten Flinzkalke oder schwarze Tonschiefer 30—50 m	Bandschiefer: Oben grüngraue Bänderschiefer-Fazies, unten schwarze Tonschiefer 80—100 m	ta

Ober- und Untergrenze noch nicht näher chronologisch erfaßt werden konnte. Im Rahmen der Stufengliederung kann man den Fobley jedoch als geologisch gleichzeitige Bildung auffassen und ihn der Hemberg-Stufe zuweisen. Infolge der weiten regionalen Verbreitung und vor allem weil der Fobley trotz seiner abweichenden Färbung den gleichen Fazies-Charakter hat wie die übrigen Cypridinen-Schiefer, kann an eine Lagune oder litorale Delta-Ablagerung des Old Red-Kontinents nicht gedacht werden. Die Entwicklung der Fobley-Schiefer dürfte klimatisch begründet sein, wobei an die verschiedensten Möglichkeiten gedacht werden kann: In Analogie zu den Verhältnissen, wie sie GRABAU (1924) für China und Nordamerika annahm, stellte H. SCHMIDT starke Einwehungen zur Diskussion (1935, S. 37, 87). Wir hätten also ähnliche bzw. viel ausgeprägtere Verhältnisse verwirklicht, als sie heute durch den Nordost-Passat in dem vor der Westküste gelegenen Teil des Atlantiks herrschen (CORRENS 1934 b; PRATJE 1934). Andererseits kann daran gedacht werden, daß sich die Abtragungsbedingungen im Old Red-Kontinent änderten oder allein durch Verlagerung von Meeresströmungen größere Mengen feiner roter Tontrübe direkt angeliefert wurden, ohne vorher im litoralen und neritischen Bereich reduzierenden Bedingungen unterworfen zu werden.

In der Dasberg-Stufe ist wieder eine sehr ähnliche Fazies in allen 4 Becken-Bereichen ausgebildet. Wieviel von der „Pönsandstein“-Serie im südlichen Gebiet und in der Attendorn-Elspers Mulde zur Hemberg- oder zur Dasberg-Stufe zu rechnen ist, steht noch nicht fest. Wie auf S. 27 erwähnt, rechnete H. REICH mit Vorbehalt diese Serie ganz zur Hemberg-Stufe; da sich jedoch in unserem nach Norden anschließenden Arbeitsgebiet die Sandsteine im Hangenden des Fobley der Unteren Dasberg-Stufe zuordnen ließen, dürfte wohl für den dortigen „Pönsandstein“ ein jüngerer Alter wahrscheinlich sein. Somit würde dieser Zeitraum in allen 4 Vergleichsgebieten durch Ablagerungen von grüngrauen Tonschiefern (Cypridinen-Schiefer) und feinkörnigen Sandsteinen gekennzeichnet sein. Hinzu kommt im Bereich der „PAECKELMANN'schen Querschwelle“ (Frielinghausen-Diedenhäusen) die „anormale Entwicklung“ mit Konglomeraten, wobei bezeichnenderweise stets der Fobley ausfällt (siehe S. 51; zur Bildung der Konglomerate steht die Zeitspanne von der höheren Nehden- bis Unteren Dasberg-Stufe offen, worauf entgegen einigen Literaturangaben hingewiesen sei!).

In der Oberen Dasberg- und Wocklum-Stufe (+ Hangenberg-Stufe zum Teil) sind geringmächtige kalkige Einlagerungen in allen Gebieten charakteristisch. Sie bestehen entweder aus dünnen, meist unreinen Kalklagen oder feinkristallinen Kalkgeoden. Richtige Kalkknotenlagen, wie sie besonders für die Adorf- und Hemberg-Stufe typisch sind, kommen nur ausnahmsweise als geringmächtige Einlagerung vor (z. B. bei Adorf).

Der kurze Vergleich mit den Nachbargebieten zeigt, daß innerhalb der Becken-Fazies dieses ganzen Bereiches eine erstaunlich gleichsinnige Sedimentabfolge ausgebildet ist. Wenn auch das zeitliche Einsetzen der Sandschüttung örtlich ein wenig differieren mag, im großen gesehen ist doch die Entwicklung einheitlich: Bänderschiefer → Schiefer/Sandstein-Serie der Nehden-Stufe → Fobley → Schiefer/Sandstein-Serie der Unteren Dasberg-Stufe → Schiefer/Kalk-Serie des höchsten Oberdevons. Diese Tatsache paßt gut zu den aus der Fazies der einzelnen Ablagerungen

gezogenen Schlüssen: es handelt sich um einen hemipelagischen Meeresbereich, der nicht den örtlich stark wechselnden Sedimentationsbedingungen der Flachsee unterworfen ist. Das klastische Sedimentmaterial wird in sehr feiner Verteilung geliefert, wobei die Korngrößen im wesentlichen der Tonfraktion angehören und nur zum kleineren Teil zum Feinsand hinaufgehen. Die Schichtfolge zeigt, daß einheitlich entweder nur wenig feinstes Material geliefert wird (Bänder- und andere Cypridinen-Schiefer) oder aber, daß zur Tonfraktion außerdem noch Feinsand-Material hinzukommen kann, das in episodischen Schüttungen die tonige Sedimentation unterbricht. Diese Verhältnisse lassen darauf schließen, daß der ganze Sedimentationsprozeß großräumig durch die ozeanographischen Strömungsverhältnisse innerhalb der Geosynklinale gesteuert wurde. Fazies-Unterschiede, wie Cephalopodenkalklinsen innerhalb der tonig-sandigen Sedimente sind gut, wie auf S. 34 und 56 erörtert wurde, mit der Schwellen-Theorie H. SCHMIDT's zu erklären, ohne daß es notwendig ist, einen anderen Meeresbezirk als Bildungsort anzunehmen. Schon geringe Reliefunterschiede können bewirken, daß auf diesen weniger stark absinkenden submarinen Bergrücken oder Plateaus die tonige Fraktion wegen stärkerer Strömung nicht zum Absatz kam, die sandigen Komponenten aber erst gar nicht heraufgelangten. Diese Schwellenregionen dürften auch durch Ablenkung der bodennahen sandigen Sedimentströme die Verteilung der Sandablagerung beeinflussen. Wie auf S. 60 erwähnt, kam im Untersuchungsgebiet das sandige Material vorwiegend von NW.

Für die paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes wäre es sehr lohnend, den Verlauf dieser Sedimentationsströme in den einzelnen Horizonten über weitere Gebiete näher zu verfolgen. Wegen der Kleinheit der Schüttungstexturen und starken tektonischen Verstellungen würde eine derartige Untersuchung erheblichen Arbeitsaufwand erfordern, um zu genauen Ergebnissen zu kommen. Unsere Angaben über die Herkunftsrichtung der sandigen Sedimente sollten daher nur einen ersten Anhaltspunkt liefern; statistische Untersuchungen (im Sinne von JÜNGST 1938 u. ILLIES 1949) konnten im Rahmen der paläontologisch-stratigraphischen Arbeit nicht durchgeführt werden.

VII. Zur Paläogeographie des Ablagerungsraumes

In den vorausgehenden Kapiteln wurde die Fazies der einzelnen Ablagerungen erörtert und die Fazies-Entwicklung während der oberdevonischen Stufen im Untersuchungsgebiet und den Nachbarbereichen verfolgt. Zum Abschluß soll versucht werden, auf Grund der faziellen Deutungen ein paläogeographisches Bild vom Ablagerungsraum zu entwerfen. Vor allem muß noch eine Lösung dafür gefunden werden, wie die Unterbrechungen der ausgesprochenen Stillwasser-Fazies der Cypridinen-Schiefer durch die mit \pm starken Strömungen verbundenen Sandschüttungen im höheren Oberdevon zu erklären sind, obwohl wir an keine Verflachung des Ablagerungsraumes glauben, sondern als Bildungsort der beiden unterschiedlichen Sedimentarten gleichbleibend tiefere Meeresböden unterhalb des Flachsee-Bereiches annehmen. Gute Vergleichsmöglichkeiten mit unseren Verhältnissen bieten die Untersuchungen und prinzipiellen Erörterungen von RICH (1950, 1951).

Durch RICH (1950) wurden in Wales silurische Sedimente untersucht, die aus einer Wechselagerung von Tonschiefern und dünnbankigen „siltstones“ bestehen. Dieser Schichtverband mit seinen Marken, Spuren und Texturen ähnelt in vielen Einzelheiten unserer Cypridinen-Schiefer/Sandstein-Serie. RICH (1950, 1951) gibt folgende paläogeographische Erklärung für die

Entstehungsursache und den Bildungsraum dieser Sedimentserie. Nach ihm können drei Meeresbereiche unterschieden werden: 1. Der Schelf oder „undaform“ (1951): Der gesamte Meeresbereich, der dauernd von Gezeitenströmung und Wellen bewegt wird; vielfache Umlagerungen, nur verhältnismäßig gröberes Material dauerhaft abgelagert. — 2. Der „slope“ oder „clinoform“ (etwa dem Kontinentalabfall entsprechend): „The slope is that inclined part extending down from wave base to the deeper, generally relatively flat bottom of the water body.“ Dieser Meeresbereich ist nach RICH deswegen so besonders wichtig, weil im Gegensatz zum „undaform“ das Sedimentmaterial in ruhiges Wasser gerät und zum endgültigen Absatz kommt. Die Wechselagerung von gröberem und feinerem Material wird durch die unterschiedliche, durch Stürme bedingte Aufwirbelung im Schelf erklärt; die Anlieferung erfolgt entweder durch relativ langsame ozeanische Strömungen oder aber durch episodische, schnelle „density currents“ (und auch subaquatische Rutschungen), die den slope herunterfließen. Die density currents verursachen die „flow markings“, die unseren zapfenförmigen Strömungsmarken (S. 45, Taf. 2 Fig. 10) entsprechen (wir nehmen jedoch in Übereinstimmung mit GÜRICH an, daß die Spitze gegen die Strömung zeigt). Die Wulsttexturen wurden von RICH (1950) auf subaquatische Gleitungen in größeren Schichtpaketen zurückgeführt: während der siltstone noch unverfestigt und so wassererfüllt war, daß er Quicksandbedingungen hatte, glitt er mit der ganzen Masse der überlagernden Sedimente den slope hinab, wobei die inneren Faltungen (intrastratal-contortions) entstanden sein sollten. Später wurde von RICH (1951, S. 8) auch an Sedimentfließen ohne größere, damit verbundene Freileitungen gedacht: „The silt beds afford natural channels for the return, toward the surface, of water being squeezed by compaction out of the finer muds interbedded on the clinoform with the silts. Any loose silt or sand through which water is moving upward becomes «quick» whenever conditions permit expansion of volume. This process seems to be common and is believed to be responsible for the general occurrence of intra- and interstratal flowage phenomena in sandstone or siltstone beds and not in or on the adjacent shales.“ — 3. Bottom oder fondoform: der ausgeglichene Ozeanboden, der nur noch wenig feinstes Sedimentmaterial vom Lande oder von pelagischen Organismen erhält. Am Meeresboden völlige Stillwasserbedingungen, die nur gelegentlich durch die density currents vom slope etwas beeinflußt werden.

Wenn wir die verschiedene Fazies-Ausbildung der besprochenen Sedimente unseres oberdevonischen Ablagerungsraumes paläogeographisch erklären wollen, so reichen die drei von RICH aufgestellten Begriffe nicht aus. Wir sehen aber, daß die von RICH für den „slope“ angenommenen Bedingungen eine sehr plausible, mit den faziellen Schlüssen über die Entstehung der Schiefer/Sandstein-Serie gut übereinstimmende Erklärungsmöglichkeit bieten. Innerhalb des unterschiedlich absinkenden Meeresbodens der rheinischen Geosynklinale, ist es jedoch schwierig, eine klare Scheidung zwischen slope (clinoform) und bottom (fondoform) durchzuführen. Infolge des unruhigen Bodenreliefs und der starken Absenkung des Geosynkinalbodens dürfte derjenige Meeresbereich, für den die charakteristischen slope-Bedingungen gelten, sich sehr weit ausdehnen können. Die Einheiten wie Becken, Beckenrand und Schwellen sind differenziertere Einheiten als slope und bottom (sensu RICH).

An Hand der Skizze Abb. 2 sollen schematisch die unterschiedlichen Meeresbereiche dargestellt und die faziell wirksamen paläogeographischen Elemente erläutert werden. Unter Flachsee verstehen wir hier den Meeresraum, der bis zum Grunde der ständigen Wirkung der Gezeitenströmungen und des stärkeren Wellenganges ausgesetzt ist (= Schelf bzw. undiform sensu RICH 1950, 1951). Dieser Meeresbezirk umfaßt den litoralen bis neritischen Bereich; in unserem geologischen Beispiel also die rheinische Frischwasser-Fazies, die im Oberdevon erst westlich von Wuppertal begann. Innerhalb dieses Flachseebereiches können Becken und Schwellen auftreten und somit die Mächtigkeit der klastischen Ablagerungen regeln. In unserem generell absinkenden Geosynkinalgebiet kann der Zustand der Flachsee nur solange erhalten

bleiben, wie der Sedimentzuwachs den Absenkungsbetrag kompensiert. (Dieser stationäre Zustand ist in Abb. 2 mit den beiden gleichlangen Pfeilen für Absenkung und Sedimentzuwachs angedeutet.) Die Sedimentation in der Flachsee ist nicht endgültig; das Material kann, besonders bei stärkeren Stürmen, wieder aufgewirbelt und in tiefere Meeresteile abtransportiert werden.

Bei den autochthon, organisch wachsenden Kalkriffen erörterten wir bereits (S. 58), daß abgesehen von den klimatischen Voraussetzungen die Meerestiefe entscheidend ist; im litoralen Gebiet kommt außerdem noch die Wirkung der Verschlammlung hinzu, ein Faktor, der die örtliche Verbreitung der Riffe beeinflusst. Die großen Massenkalkvorkommen des oberen Mittel- und unteren Oberdevons, wie wir sie in der Attendorner Mulde und bei Brilon antreffen, dürften bereits mitten im hemipelagischen Meeresbezirk liegen, aber auf submarinen Plateaus (Hochschwellen), die in die bewegten Wasserschichten des genügend durchlichteten und gut durchlüfteten Flachseestockwerkes emporragen. Auf diese Weise kann der rasche Fazies-Wechsel in der Horizontalen erklärt werden. In der Vertikalen ergeben sich ebenfalls sehr starke Fazies-Wechsel, wenn der „Massenkalk“ bei Senkung des Plateaus in Meerestiefen kommt, die ein biologisches Weiterwachsen nicht ermöglichen. Es können sich dann typische Sedimente des tieferen hemipelagischen Bereiches darüber ablagern. In der schematischen Zeichnung wurde bei dem an der Grenze zwischen flachem und hemipelagischem Meeresbereich liegenden Massenkalkvorkommen ein gleicher Betrag für Aufbau und Absenkung, also eine feste Lage im Bildungsbereich angenommen.

Je nach dem Relief des Meeresbodens und der wirksamen Strömungen können in der unmittelbaren Umgebung der Riffe Kalk-Breccien oder Konglomerate, Kalksande, plattige und flaserige Kalke oder tonige Sedimente mit wechselndem Gehalt an kalkigem Feinsand abgelagert werden.

Nach rechts schließt sich eine Meeresregion an, in der weniger Sediment zum Absatz kommt als die Absenkung beträgt. Wir erhalten hier also Tief-Schwellen und Tief-Becken, d. h. Schwellen und Becken im Sinne der herzynischen Stillwasser-Fazies. Auf Grund der Ablagerungsfolge und Fazies im östlichen Rheinischen Schiefergebirge kamen wir zu dem Schluß, daß innerhalb dieses hemipelagischen Meeresbereiches eine ständige, aber sehr geringe tonig-kalkige Sedimentation aus feinsten Meerestrübe stattgefunden haben mußte. Dieses feine Material wurde von größeren, gleichmäßig fließenden Meeresströmungen herantransportiert, deren Bewegung so langsam war, daß sie auf dem Meeresboden die leichtbeweglichen Gehäuse der sedimentierenden pelagischen Styliolinen, Tentaculiten und Ostracoden nicht mehr einregeln konnte. Im höheren Oberdevon konnten außerdem größere Tonmengen zusammen mit den episodischen, Feinsand transportierenden Suspensionsströmungen dem herzynischen Beckengebiet zugeführt werden; die tonige Komponente sedimentierte aber erst nach Wasserberuhigung langsam, vorwiegend vertikal und in weiter gleichmäßiger Verteilung.

Auf den Tief-Schwellen wurden die Cephalopoden-Kalke gebildet. Diese dünnplattigen, knolligen oder flaserigen Kalke lassen auf Grund ihrer Textur und der Einbettungsform der Organismen etwas stärkeren Strömungseinfluß als die benachbarten Becken-Sedimente erkennen; sie liegen jedoch noch unterhalb des bewegten Frischwasser-Stockwerkes mit seiner reichen benthonischen Organismenwelt. Die untere

Grenzzlinie des Wirkungsbereiches der Wellen und Gezeiten in der schematischen Skizze (Abb. 2) ist natürlich keine feststehende, gerade Begrenzung. Abgesehen davon, daß der Wirkungsbereich je nach Jahreszeit und außergewöhnlichen Stürmen erheblich auf- und abschwanken kann, ist der Strömungseinfluß der Gezeiten und Wellen stark vom Relief des Meeresbodens abhängig. Das wirkt sich nicht nur in Küstennähe, sondern auch über submarinen Schwellen aus, so daß über höher aufragenden Tief-Schwellen das Stockwerk des Bewegtwassers tiefer hinabreicht (Querschnittsverengung der durch Gezeiten, vorherrschende Windrichtungen oder turbidity currents veranlaßten Meeresströmungen!).

Die Größenordnung der Becken- und Schwellen-Regionen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge, soweit sie sich nach dem schmalen Ausstrich der oberdevonischen Schichten heute schon ermitteln lassen, sind den Übersichtskarten bei H. SCHMIDT (1926b, Abb. 2 und 1947, Abb. 35) zu entnehmen. Das Untersuchungsgebiet befindet sich in der Beckenmitte zwischen dem nördlichen Schwellenzug bei Brilon und dem im Südosten gelegenen Schwellengebiet bei Wildungen. Die Entfernung beider Schwellen beträgt heute nach der Faltung etwa 50 km.

Die im höheren Oberdevon vielfach wiederholte episodische Unterbrechung der Stillwasserbedingungen kann am natürlichsten im Sinne von RICH durch Suspensionsströmungen erklärt werden, die ihr Sedimentmaterial aus dem Flachseebereich bezogen. Diese density oder turbidity currents entwickeln nach den Untersuchungen von KUENEN, MIGLIORINI und CAROZZI infolge ihrer großen Transportkraft außerordentlich starke geologische Wirkungen (KUENEN & CAROZZI 1953). Abgesehen von den Strömungserscheinungen (Strömungs-Marken usw.) bewirken sie vor allem, daß innerhalb eines Ablagerungsraumes mit feinstem toniger Sedimentation grobklastisches Material und Bänke mit gradueller Schichtung eingeschaltet werden, daß also Sedimente sich bilden, die den normalen Ablagerungsbedingungen des Meeresraums nicht entsprechen. Die Korngröße hängt im wesentlichen vom Liefergebiet ab; in unserem Beispiel haben die im Cypridinschiefer eingeschalteten Sandsteine sehr gleichmäßig die Korngrößen von Feinsanden — Grobtonen (Silt). Diese Tatsache im Verein mit dem hohen Glimmergehalt spricht dafür, daß es sich um küstenferne Ablagerungen handelte. Das Material wurde bereits in der küstennahen Flachsee vorsortiert, zum Teil haben wir es bei den feinschichtigen sandigen Einlagerungen nur noch mit den letzten Ausläufern der Suspensionsströme zu tun, deren eigentlicher Wirkungsbereich weiter entfernt lag. Diese Deutung der Entstehung unserer Schiefer/Sandsteinserien erscheint jedenfalls wesentlich verständlicher als frühere Theorien, die mit jeweiligen epirogenen, tektonischen und eustatischen Ursachen rechneten, um die Wechsellagerung von Bewegtwasser- und Stillwasser-Sedimenten zu erklären. Es wurde sogar in unserem Geosynklinalgebiet an Brackwasserüberschichtungen gedacht, die eine Sprungschicht über dem normalen Seewasser erzeugten; durch Stürme verursachte Störungen des Gleichgewichts sollten dann für den Ton/Sandwechsel verantwortlich sein (KÜHN 1951, S. 38).

Die entsprechenden Suspensionsströme machen es vor allem verständlich, daß Stillwasserbedingungen und stärkere Strömung am Meeresboden abwechseln konnten und daß trotzdem die Sedimente, die unter diesen beiden verschiedenen Ablagerungsbedingungen entstanden, nach der Fazies auf einen tiefen Ablagerungsraum schließen

lassen. Die Verteilung des zugeführten Materials auf dem Geosynklinalboden wurde, abgesehen von der Stärke der jeweiligen Strömung, durch das Relief der Schwellen und Becken geregelt. Wir sahen schon auf S. 35, daß die Schwellen und Becken H. SCHMIDT's unbedingt auch als morphologisch hervortretende Einheiten betrachtet werden müssen, weil sonst die Fazies-Unterschiede nicht zu erklären sind. Die Schwellen wurden von den mehr oder weniger dicht an den Meeresboden gebundenen Sedimentationsströmungen umflossen. Nur so löst sich der scheinbare Widerspruch, der darin bestand, daß die Schwellen sowohl von dem feinsten und leicht beweglichen Material als auch vom Sande frei blieben. Der Sand gelangte auf eine normale Schwelle erst gar nicht hinauf, die tonige Trübe und die leicht beweglichen Gehäuse oder Klappen

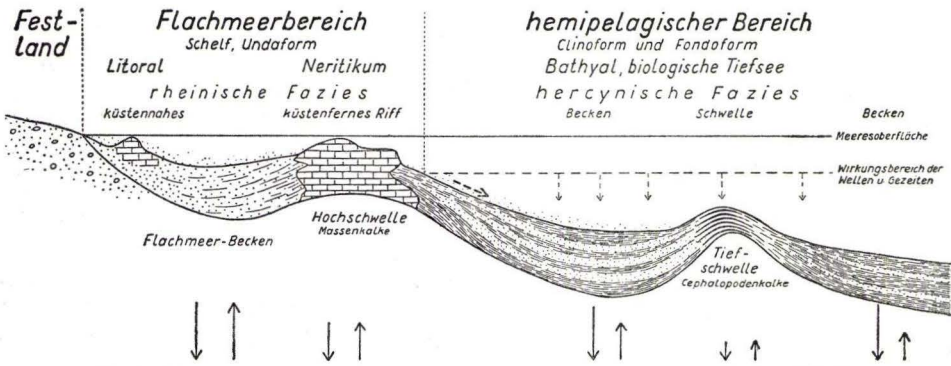


Abb. 2. Schematische Zusammenstellung der faziell wirksamen paläogeographischen Einheiten.
 Nähere Erläuterungen siehe Text, besonders S. 64—66.
 ↓ Senkung des Meeresbodens; ↑ Aufschüttung; ↓ (gestrichelt) vorwiegend vertikale, tonige Sedimentation;
 → vorwiegend laterale Sedimentation durch Suspensionsströme.

der pelagischen Kleinorganismen wurden jedoch durch selektive Sedimentationsbedingungen wieder entfernt (S. 56). So müssen wir auch annehmen, daß die Schwellen die Richtung der sandigen Strömungen beeinflussten. Als Beispiel hierfür ist wahrscheinlich das Briloner Schwellengebiet anzusehen, das den in der Nehden-Stufe südlich davon gelegenen Bereich vor den von NW kommenden Sanden abschirmte, während zur selben Zeit in den übrigen Vergleichsgebieten der Becken-Fazies mächtige Sandsteinhorizonte abgelagert wurden (S. 60). Wenn wir trotzdem gelegentlich sandiges Material auf „Schwellenregionen“ antreffen, so ist zu fragen, ob es sich tatsächlich zur Zeit der Ablagerung um eine wirkliche Schwelle handelte oder ob wir nicht vielmehr annehmen müssen, daß verschiedene Absinkgeschwindigkeiten und Aufschüttungsstadien in den einzelnen Oberdevon-Stufen recht unterschiedliche Reliefverhältnisse schufen und somit die sandigen Überschüttungen in Zeiten mit verflachtem Relief stattfanden. Ein völlig ausgeglichener Meeresboden braucht hierbei nicht angenommen zu werden, da dichte Suspensionsströme beim Auftreffen auf ein Hindernis durch Stau aufsteigen und flachere Schwellen überqueren können (vgl. BELL 1942, Abb. 4 und 8).

Als besondere Ausnahmefälle gibt es z. B. sandige Einlagerungen innerhalb der Cephalopodenkalk-Fazies auf Bl. Balve am Nordrand des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges: Am Dasberg (Locus typicus der Dasberger Schichten) eine Sandstein- bzw. Kalksandsteinbank im Dasberger

Kalk (siehe LANGE 1929, S. 27; Erl. Bl. Balve, S. 27). Sowie in einem Steinbruch 0,5 km nördlich Albringen eine Sandsteineinlagerung innerhalb Dasbergischer Cephalopoden-Kalke (H. SCHMIDT briefl. Mitteilung).

Bei Rekonstruktionen von „Schwellenzügen“ müssen wir ohnehin annehmen, daß die Höhenlage nicht in der ganzen Erstreckung gleich blieb, sondern mit einem ständigen Auf und Ab zu rechnen ist, was gut die Fazies-Verschiebungen im Streichen erklärt (siehe Attendorn-Elsper Mulde, PAECKELMANN 1938).

Während also die streichenden Verlängerungen der bekannten Vorkommen von Cephalopoden-Kalken \pm hypothetisch sind, erweisen sich die ermittelten Schwellen und Becken meist als sehr konstante, viele Stufen des Mittel- und Oberdevons fort-dauernde Fazies-Elemente. Daraus geht eine längere, gleichgerichtete Bewegungs-Tendenz des Geosynkinal-Bodens hervor, da wir in Analogie zu den rezenten sub-marinen Ablagerungsvorgängen annehmen müssen, daß durch die Sedimentation ständig das Relief des tieferen Meeres-Bodens ausgeglichen wurde (siehe unten).

Das Liefergebiet des „gröberen“ Sedimentmaterials und der Entstehungsraum der transportierenden Suspensionsströme ist in den Randgebieten der Geosynklinale zu suchen (Schelf, Undaform — Slope, Cliniform). Hier kommt es zur Ablagerung von größeren instabilen Sedimentmengen; instabil insofern, als bei den stark wechselnden Strömungsverhältnissen der Flachsee das leichtere Material wieder aufgewirbelt und in tiefere Geosynkinalgebiete in Form der turbidity currents abfließen kann (DALY 1936; RICH 1950, 1951; ERICSON, EWING, HEEZEN & WOLLIN 1955). Eine Behinderung dieser seewärts gerichteten Unterströmungen (z. B. vom Typ der „hydraulic currents“ KUENEN 1955, S. 502) durch abyssisches Kaltwasser im Sinne unserer heutigen Ozeane ist nicht anzunehmen.

Als auslösende Ursache der turbidity currents kann ferner die instabile Ablagerung von Sedimenten in geneigter Lage am Rande der Geosynklinale angenommen werden. Diese Möglichkeit besteht um so mehr, als vom Old Red-Kontinent nicht nur durch Flüsse, sondern wahrscheinlich besonders durch Schichtfluten eine plötzliche Anlieferung größerer Sedimentmengen in den küstennahen Bereich erfolgte. Die instabil angelagerten Sedimente können, wenn die Anlagerungswinkel zu steil werden oder eine ungleichmäßige Belastung durch nachfolgende Ablagerungen erfolgt, ins Rutschen und Fließen kommen und dann in turbidity currents übergehen; die unverfestigten Sedimente können aber auch durch Erdbeben, die in Geosynkinalgebieten keine Seltenheit sein dürften, in Bewegung gebracht werden.

Das Erdbeben bei der großen Neufundlandbank (Grand Banks) wurde hierfür 1929 das klassische Beispiel: Auf Grund der nach 13 Stunden folgenden Kabelbrüche im Nordatlantik, die zeitlich und örtlich erfaßt werden konnten, schlossen HEEZEN & EWING, daß infolge submariner Gleitungen ein großer turbidity current nach Süden in Bewegung gesetzt worden war. Sie ermittelten für den Strom eine Breite von 150 und eine Länge von über 400 Meilen und noch 250 Meilen vom Herkunftsort bei einem Gefälle des Meeresbodens von weniger als 1° eine Geschwindigkeit von 15 Knoten/Stunde. KUENEN berechnete, daß die Ablagerungen dieses turbidity current südlich der Kabel 40—100 cm dick sein müßten; Tiefseebohrkerne ergaben 70—130 cm Silt und Feinsand! (Siehe dazu die Literaturangaben bei ERICSON, EWING, HEEZEN & WOLLIN 1955, S. 215 und PASSEGA 1954, S. 1873).

Wenn wir hier als Entstehungsursache für die turbidity currents in Übereinstimmung mit ERICSON u. Mitarb. (1955, S. 215) auch subaquatische Rutschungen annehmen, die in Fließen und dann in turbulente Suspensionsströme übergehen können, so steht das nicht im Widerspruch zu den von uns auf S. 49 abgelehnten „subaquatischen Gleithorizonten“. Verneint wurde nur die

Annahme, daß eine Bank von dem auf Taf. 2 Fig. 7 abgebildeten Typ in ihrem Gefüge das Abgleiten der Bank oder des ganzen Schichtpackens dokumentieren solle, daß wir also in den Becken Schichtfolgen aufgestapelt finden müßten, die geschlossen von den Schwellen abrutschten und daher ihr wulstiges Gefüge erhielten. Die Gebiete für subaquatische Gleitungen sind im Slope zu suchen; daß ähnliche Verhältnisse auch an Schwellen innerhalb der Geosynklinale entstehen können, ist unter besonderen Umständen denkbar, aber bisher noch nicht nachgewiesen. Die stratigraphisch genauer untersuchten Schwellen- und Becken-Profile zeigen stets, daß eine durchlaufende, nicht sekundär gestörte Zonenfolge festgestellt werden kann. (Über Cephalopoden-Kalke siehe S. 56; über die Cypridinen-Schiefer siehe den bisher am besten untersuchten Zeitabschnitt der Oberen Adorf-Stufe in A. RABEN 1954, S. 190—201; inzwischen konnte diese Zonen-Folge an weiteren Fundpunkten mit noch geringerer Sediment-Mächtigkeit nachgewiesen werden.) Nur ausnahmsweise dürften subaquatische Rutschungen ganzer Bänke im Sediment erhalten bleiben; in den meisten Fällen dürften sich diese Vorgänge in Fließen und Strömen fortsetzen. Im Oberdevon wurden durch LIPPERT (1937) in seiner grundsätzlichen Arbeit über Abwärts-Bewegungen von Sedimenten auf geneigten Flächen subaquatische Gleit-Faltungen von Tuffen beschrieben. Der Meeresboden dürfte hier (Dill-Mulde) durch vulkanische Vorgänge ein stärkeres Relief gehabt haben.

Schlammbeladenes Flußwasser und terrestrische Schichtfluten können aber auch direkt kleine turbidity currents veranlassen und dank ihrer größeren Dichte über dem Meeresboden längere Entfernungen zurücklegen (ERICSON u. Mitarb. 1955, S. 215). Eine besondere Rolle spielen hierbei die submarinen Täler, die den turbidity currents als Leitbahnen dienen können und hierdurch einen sehr weiten Transport von sandigem und sogar kiesigem Material ermöglichen. (Beim Hudson Canyon bis 15 mm große Stücke in 100 Meilen Entfernung vom Festland festgestellt!)

Ein gut erforschtes Beispiel hierfür bietet heute der submarine Hudson Canyon, der bis zu einer Tiefe von 4400 m und über 200 Meilen außerhalb des Schelfes verfolgt werden konnte (ERICSON, EWING & HEEZEN 1952). Besonders lehrreich und warnend für die Beurteilung fossiler Sedimente ist das große im SE vorgelagerte „Delta“, das auf dem Boden des abyssischen Atlantik eine Fläche von 15500 km² umfaßt und aus einer Wechsellagerung von Tiefsee-Tonen und -Sanden besteht: „The sand occurs in layers varying in thickness from mere films to beds several meters thick interbedded with red clays and ooze of abyssal facies“ (ER., EW. & HE. 1952, S. 490). Daß es sich bei den Tiefseesanden nicht um fossile, unter anderen ozeanographischen Verhältnissen gebildete Ablagerungen handelt, wird dadurch bewiesen, daß der Meeresboden nicht überall von dem jetzt stetig zur Ablagerung kommenden roten Tiefseeton der abyssischen Stillwasserfazies bedeckt wird, sondern auch zum Teil von frisch sedimentierten Sanden. So beginnt z. B. in diesem Gebiet in 4810 m Tiefe ein Profil mit 72 cm Sand über rotem Tiefseeton.

Für diese sehr flachen, weit ausgedehnten Tiefsee-„Deltas“ schlägt MENARD (1955, S. 246) die Bezeichnung „deepsea-fan“ vor (= gently sloping cones at the mouth of submarine canyons). Aus seinen Untersuchungen im Pazifik geht hervor, daß die turbidity currents über diese ganz flachen Sedimentfächer nicht nur als weit ausgedehnte Schichtfluten, sondern auch linear in „deep-sea-channels“ herabfließen können. Die von MENARD mitgeteilten Tiefsee-Forschungsergebnisse aus dem Pazifik sind für die Beurteilung unseres fossilen geosynklinalen Beispiels deswegen so wichtig, weil die Beziehungen zwischen dem Relief des Meeresbodens und der Wirkung der turbidity currents aufgezeigt werden: Die Gebiete, die von den turbidity currents des Kontinentalrandes erreicht werden, haben infolge der Aufschüttung ein ausgeglichenes Relief; die Sediment-beladenen Strömungen suchen die tiefsten Teile der Becken zu erreichen, kommen dort zur Ruhe und lagern die Partikel ab. Ihre Wirkung in den Becken zielt also auf Einebenung ab. In den Gebieten, die von den turbidity currents abgeschirmt sind, wurde hingegen ein „rough

micro-relief“ mit einigen 100 Fuß Höhenunterschieden festgestellt. Als Hindernisse und Fallen für die turbidity currents treten sowohl Bergrücken als auch tiefe Becken auf.

Bereits bei den einzelnen Fazies-Merkmalen (bes. S. 50 ff.) wurden einige Hinweise auf neuere Ergebnisse der Tiefseeforschung gegeben, um zu prüfen, wie weit die besprochenen Marken, Spuren usw. paläogeographisch noch verwertbar sind. Abschließend sollte hier kurz auf die im heutigen Meere nachweisbare Wirkung der turbidity currents eingegangen werden, um zu belegen, daß eine Wechsellagerung von Sedimenten der Stillwasser- und Bewegtwasser-Fazies rezent auch in großen, küstenfernen Tiefen vorkommt und genetisch erklärt werden kann.

Selbstverständlich sollen die turbidity currents nicht als Deus ex machina verwendet werden, um den gesamten Sedimentations-Ablauf zu erklären. Vor allem darf in unserem Falle nicht gleich auf eupelagische und abyssische Meeresregionen geschlossen werden, nur weil auch heute in der Tiefsee sandige Einlagerungen, Rippelmarken usw. entstehen können. Eine Wechsellagerung von sandigem und tonigem Material kann aus den verschiedensten Gründen in allen Ablagerungsstockwerken des Meeres — von den Lagunen und dem Wattenmeer bis zur Tiefsee — vorkommen. Entscheidend für unsere paläogeographische Deutung war die biofazielle Analyse der Cypridinen-Schiefer, die auf bathyale, hemipelagische Stillwasserböden schließen ließ. Sodann das Fehlen typischer Flachwassermerkmale in den eingelagerten Sandsteinen. Die Wechsellagerung von Tiefseetonen und Tiefseesanden (= „truly displaced sediments“, ER., EW., HE. & WO. 1955, S. 214) dürfte heute in den angeführten pelagischen atlantischen und pazifischen Gebieten noch „anormaler“ sein als in dem verhältnismäßig küstennäheren Raum des Untersuchungsgebietes innerhalb der devonischen Geosynklinale (vgl. die paläogeographische Karte bei BRINKMANN 1954, Abb. 4).

Verschiedene Ursachen können dafür angenommen werden, daß erst mit der Nehden-Stufe im östlichen Rheinischen Schiefergebirge die sandige Sedimentation einsetzte. Entweder bewirkten klimatische Veränderungen, daß mehr terrigenes Material ins Meer geschüttet wurde und nach dem oben beschriebenen Prinzip weiter seinen Weg nahm; oder aber die Höhendifferenz zwischen dem Festland und dem Meeresboden wurde verstärkt und damit auch die Reichweite der sedimentbeladenen Suspensionsströme. Es kann aber außerdem daran gedacht werden, daß die oben erwähnten Hindernisse für die turbidity currents in der Adorf- und unteren Nehden-Stufe unser Gebiet abschirmten; erst nach Einebnung der Tiefenrinnen oder Schwellen wurde der Weg auch für die feinsandigen Sedimentationsströme frei.

Vor allem ist zu berücksichtigen, daß durch turbidity currents recht verschiedene Sedimente entstehen können, je nach dem Ablagerungsraum (Relief!) und der Dichte, Geschwindigkeit und Turbulenz der Strömung. Entscheidend für die Zusammensetzung und das Gefüge der Ablagerung ist die Entstehungsursache der turbidity currents, die Zusammensetzung der suspendierten Partikel und die Art des Sedimentations-Vorganges: Entweder Sedimentation bei allmählich nachlassender Geschwindigkeit über längere Entfernung hin oder plötzliches Nachlassen der Transportkraft in tiefen Fallen oder vor Hindernissen. Diese Vorgänge bestimmen die Korngröße, die Verteilung der Korngrößen innerhalb einer Bank (gleichmäßig

oder gradiert) und das Gefüge (gute oder schlecht ausgebildete Schichtung innerhalb der einzelnen Lagen; verschiedene Arten von Feinschichtung).

Wenn heute nur ausnahmsweise (vorwiegend in Seen und Staubecken, siehe BELL 1942) turbidity currents in Tätigkeit beobachtet werden konnten, so liegt das einmal in der uns vor allem angehenden submarinen Natur der Vorgänge begründet; außerdem können Ablagerungen der turbidity currents in einem geologischen Profil zwar „häufig“ auftreten und sich doch nur „sehr selten“ ereignet haben.

In unserem Untersuchungsgebiet spricht z. B. alles für eine kontinuierliche, \pm stark im Tempo variierende Sedimentation; der größte Teil der etwa 350—450 m mächtigen Ablagerungen besteht aus Tonschiefern, der kleinere (etwa 60—100 m) aus Sandsteinen. Da die Sandsteine verhältnismäßig schnell abgelagert wurden, haben sich also nur in einem sehr geringen Bruchteil der oberdevonischen Zeit turbidity currents ausgewirkt. Die lange Dauer der tonigen Sedimentation zwischen den einzelnen Sandschüttungen wird deutlich, wenn man berücksichtigt, in welcher großen Zeiträumen die gesamte oberdevonische Schichtserie abgelagert wurde. Da das Devon etwa 60 Mill. Jahre umfaßte, kann man für das Oberdevon rund 20 Mill. Jahre einsetzen. (Vielleicht mehr! Bei den größeren Mächtigkeiten des Unter- und Mittel-Devons ist die vorwiegend rheinische, unter größerem Festlandeinfluß stehende Fazies der Sedimente zu berücksichtigen. Siehe auch das über die Mächtigkeit der Bänderschiefer S. 55, der Cephalopoden-Kalke S. 56 und der Massenkalke S. 57 Gesagte!)

Daraus ergibt sich, daß sogar in der hier diskutierten oberdevonischen Beckenfazies auf 100 Jahre nur 2 mm verfestigtes Sediment entfallen. Hierbei werden die Sandsteine mit berücksichtigt, bei denen ein großer Sedimentzuwachs in kurzer Zeit erfolgt, so daß die Bildungsdauer der Cypridinen-Schiefer noch langsamer veranschlagt werden muß. (Selbst wenn man einen Berechnungsfehler um den doppelten oder sogar zehnfachen Betrag annehmen will, würden auf 100 Jahre nur 4 bzw. 20 mm Sediment kommen). Diese Abschätzungen zeigen, daß die angenommenen turbidity currents auch im geologischen Maßstab nur sehr selten stattzufinden brauchten, selbst dann, wenn man jede einzelne feinsandige Lage auf ihre Tätigkeit (Zentrum oder Ausläufer) zurückführen will.

Vergleichen wir den geschätzten Sediment-Zuwachs unserer gesamten oberdevonischen Schichtfolge mit dem der heutigen marinen Sedimente, so ergibt sich folgendes: Gegenüber den eupelagischen Sedimenten, die von den turbidity currents nicht merklich beeinflußt werden, ist der Zuwachs verhältnismäßig groß (2 bis max. 10mal), jedoch etwa in der gleichen Größenordnung wie bei den hemipelagischen Blauschlickern. Ein Vergleich mit pelagisch-abyssischen Sedimenten im Wirkungsbereich der turbidity currents zeigt, daß bei diesen ähnliche oder sogar mächtigere Sedimente abgelagert werden können. Eine völlig andere Dimension haben dagegen die Aufschüttungsbeträge, die in Küstennähe erreicht werden können. So wurde z. B. in Holland für das atlantische Postglazial auf Grund der C-14 Methode ein Sedimentzuwachs von mindestens 300 mm in 100 Jahren festgestellt (VAN STRAATEN 1954, S. 45). Hierbei spielte wahrscheinlich der Meeresspiegelanstieg eine Rolle. In unserem geosynklinalen Becken, das unter ständiger Wasserbedeckung war, hätte weit mehr sedimentieren müssen, wenn tatsächlich der Festlandeinfluß größer gewesen wäre. Demnach sprechen auch die Sedimentmächtigkeiten für die auf Grund der Fazies durchgeführten paläogeographischen Deutungen.

Die Kenntnis der turbidity currents und ihrer geologischen Auswirkungen steht noch in den Anfängen; es wird darüber noch viel Neues und Modifizierendes zu erwarten sein. Aber unabhängig davon, zu welcher Erkenntnis man noch im einzelnen über die Natur und den Ablagerungsmechanismus dieser turbidity currents kommen wird, kann nicht mehr geleugnet werden, daß episodische Suspensionsströme existieren, die infolge ihrer höheren Dichte und turbulenten Bewegung am Meeresboden

auch auf ganz flachen Böschungen über weite Strecken hin Sedimentmaterial transportieren und hierdurch eine Wechsellagerung von Gesteinen mit verschiedenen Fazies-Merkmalen verursachen. Besonders in allen geosynklinalen Meeren dürften sie eine große Rolle gespielt haben.

Zusammenfassung

Am Ostrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges wurden oberdevonische Schichten in der Waldecker Hauptmulde untersucht und mit Hilfe der pelagischen Ostracoden stratigraphisch gegliedert. Die Ostracoden-Chronologie wurde gestützt durch Trilobiten-Funde, die besonders bei der Abgrenzung des Devons gegen das Karbon wertvoll waren. Einige Goniatiten halfen bei der Abgrenzung gegen das Mitteldevon. In der Adorf-Stufe lieferte das Aussterben der Styliolinen- und Tentaculiten-Arten weitere Zeitmarken. Die Schichtenfolge wurde beschrieben und ein Ausschnitt des Untersuchungsgebietes kartiert.

Im faziellen Teil werden die angewandten Fazies-Begriffe diskutiert und eine Fazies-Analyse der einzelnen Gesteinsserien, besonders der tonigen und sandigen Sedimente, durchgeführt.

Tabelle 2. Systematische und stratigraphische

	te	tv	tau 1	tau 2
1. <i>Cyrtosymbole (C.) bergica</i> RUD. RICHTER 1913?				
2. <i>Liobolina?</i> sp., sp.				
3. <i>Drevermannia (D.) schmidti</i> RUD. RICHTER 1913				
4. <i>Drevermannia</i> cf. <i>schmidti</i> RUD. RICHTER 1913				
5. <i>Drevermannia</i> sp. sp.				
6. <i>Drevermannia</i> n. sp.				
7. <i>Chaunoproetus palensis</i> (RUD. RICHTER 1913)*				
8. <i>Chaunoproetus</i> sp.				
9. <i>Phacops (Phacops) koeneni</i> HOLZAPFEL 1895				9
10. <i>Phacops (Ph.)</i> cf. <i>koeneni</i> HOLZAPFEL 1895		10		
11. <i>Ph. (Ph.) cryphoides</i> RUD. & E. RICHTER?				
12. <i>Ph. (Nephranops) incisus dillanus</i> RUD. & E. RICHTER 1926				
13. <i>Ph. (Nephranops?)</i> sp. sp.				
14. <i>Ph. (Cryphops) acuticeps</i> (KAYSER 1889)				
15. <i>Ph. (Cryphops) acuticeps</i> (KAYSER 1889)?				
16. <i>Ph. (Cryphops) cryptophthalmus</i> (EMMRICH 1844)				
17. <i>Ph. (Cryphops)?</i>				
18. <i>Ph. (Cryphops?) wocklumeriae</i> R. & E. RICHTER 1926				
19. <i>Ph. (Cr.?) ensae</i> R. & E. RICHTER 1926				
20. <i>Ph. (Cr.?)?</i>				
21. <i>Ph. (Trimercephalus) mastophthalmus</i> (REINH. RICHTER 1856)				
22. <i>Ph. (Trimercephalus)</i> sp.				
23. <i>Ph. (Dianops) anophthalmus</i> vel <i>griffithides</i>				
24. <i>Ph. (Dianops)</i> sp. sp.				
25. <i>Ph. (Subgen.?)</i> sp. sp.		25		
26. <i>Phacopidella (Ductina) ductifrons</i> (RUD. & E. RICHTER 1923)				
27. <i>Phacopidella (Ductina) ductifrons?</i>				
28. <i>Phacopidella (Ductina)</i> sp.				

¹⁾ Um die Tabelle leichter lesbar zu machen, sind an Stelle der üblichen Kreuze die laufenden

Das vorherrschende Gestein bilden die Cypridinen-Schiefer. Auf Grund der benthonischen und pelagischen Fauna, der Einbettungsart der Fossilien und der Gesteinsausbildung sind die Cypridinen-Schiefer ein typisches Sediment der herzynischen Stillwasser-Fazies. Als Ablagerungsraum wird ein rein marines, küstenfernes, tiefes Becken innerhalb der Geosynklinale angenommen; das Wasser am Meeresboden war kaum bewegt, schlecht durchlüftet und dunkel (bathyal, hemipelagisch). Die Analyse der eingelagerten Kellwasserkalke erhärtet die Aussage der Cypridinen-schiefer-Fazies.

Die feinkörnigen Glimmer-Sandsteine des höheren Oberdevons unterscheiden sich deutlich von den altersgleichen Sandstein-Serien der rheinischen Fazies (= Bewegtwasser-Fazies bzw. Brachiopoden-Fazies). Sie beweisen keine Watten- oder Flachwasser-Ablagerungen, dagegen liefern sie einige Hinweise, die für eine Entstehung in tieferem Wasser sprechen. Mit den faziellen Merkmalen läßt sich am besten die Annahme vereinigen, daß die Anlieferung des feinsandigen Materials durch episodische Suspensionsströme (density currents, turbidity currents) erfolgte. Ihre heute nachweisbare Wirkungsweise macht es verständlich, daß die Becken der Geosynklinale die bevorzugten Ablagerungsräume dieser Sedimentationsströme bildeten.

Zusammenstellung der Fauna¹⁾

tam	tao 1-2	tao 3	tao 4	tao 5	tn	tn/th	th	tdu	tdo + tw	cu 1	
									1		1.
										2	2.
									3		3.
									4		4.
											5.
									6		6.
										7	7.
									8		8.
											9.
11											10.
					12						11.
					13						12.
14											13.
		15									14.
			16								15.
			17								16.
											17.
										18	18.
									19	19	19.
								20			20.
					21						21.
					22						22.
					23						23.
									24	24	24.
25					25						25.
			26		26						26.
27					27						27.
28					28						28.

Nummern der Fossilien eingesetzt.

Fortsetzung der Tabelle 2. Systematische und

	te	tv	tau 1	tau 2
29. <i>Franklinella calcarata</i> (REINH. RICHTER 1856)			?	29
30. <i>F. torleyi</i> (MATERN 1929)			30	
31. <i>F. latesulcata</i> (PAECKELMANN 1922)			31	
32. <i>F. latesulcata</i> vel <i>torleyi</i>			32	
33. <i>F.</i> aff. <i>latesulcata</i>				
34. <i>F. triangulata</i> A. RABIEN 1954*			34	
35. <i>F. multicostata</i> A. RABIEN 1954*			35	
36. <i>F.</i> ? aff. <i>calcarata</i> (REINH. RICHTER)				
37. <i>Entomoprimitia nitida</i> (F. A. ROEMER 1850)				
38. <i>E. splendens</i> (WALDSCHMIDT 1885)				
39. <i>E. kayseri</i> (WALDSCHMIDT 1885)*				
40. <i>E. variostrata</i> (CLARKE 1884)				
41. <i>E. concentrica</i> (MATERN 1929)				41
42. <i>E. concentrica</i> vel <i>Waldeckella erecta</i>				
43. <i>E.</i> ? <i>paeckelmanni</i> (MATERN 1929)				
44. <i>E.</i> ? aff. <i>paeckelmanni</i> (MATERN 1929) A. RABIEN 1954.				
45. <i>E.</i> ? <i>sandbergeri</i> (MATERN 1929)				
46. <i>E.</i> ? aff. <i>entomidella</i> (GÜRICH 1896)				46
47. <i>Entomozoe (Richteria) fragilis</i> (F. A. ROEMER 1850)		47		
48. <i>E. (R.) serratostrata</i> (G. SANDBERGER 1845)				
49. <i>E. (R.)</i> cf. <i>barrandei</i> (REINH. RICHTER 1869)				49
50. <i>E. (Nehdentomis) nehdensis</i> (MATERN 1929)				
51. <i>E. (N.) pseudophthalmus</i> (VOLK 1939)				
52. <i>E. (N.) tenera</i> (GÜRICH 1896)				52
53. <i>E. (N.)</i> cf. <i>tenera</i> (GÜRICH)				
54. <i>E. (N.) tenera</i> vel <i>tenuistriata</i> (MATERN 1929).				
55. <i>E. (N.)</i> aff. <i>tenera</i> (GÜRICH) A. RABIEN 1954				
56. <i>E. (N.?) acuta</i> A. RABIEN 1954*				
57. <i>E. (N.) pseudorichterina</i> (MATERN 1929)				57
58. <i>E. (N.)</i> cf. <i>pseudorichterina</i> (MATERN)				58
59. <i>Richterina (Volkina) zimmermanni</i> (VOLK 1939)				
60. <i>R. (V.)</i> cf. <i>zimmermanni</i> (VOLK)				
61. <i>R. (V.) latecostata</i> RABIEN 1954				
62. <i>R. (V.?)</i> aff. <i>latecostata</i> (RABIEN)				
63. <i>R. (Richterina) cf. costata</i> (REINH. RICHTER 1869).				
64. <i>R. (R.) striatula</i> (REINH. RICHTER 1848)				
65. <i>R. (R.)</i> n. sp., aff. <i>striatula</i> (REINH. RICHTER)				
66. <i>R. (R.)</i> cf. <i>tenuistriata</i> KUMMEROW 1939.				
67. <i>R. (Fossirichterina) intercostata</i> MATERN 1929				
68. <i>R. (F. vel F.?) cf. intercostata</i> (MATERN).				
69. <i>R. (F.)</i> cf. <i>semen</i> (JONES 1895)				
70. <i>R. (F.) moravica</i> (RŽEHAK 1881) vel <i>semen</i>				
71. <i>R. (Maternella) dichotoma</i> (PAECKELMANN 1913)				
72. <i>R. (M.) hemisphaerica</i> (REINH. RICHTER 1848)				
73. <i>R. (M.) exornata</i> (MATERN 1929)				
74. <i>R. (M.)</i> n. sp., aff. <i>exornata</i> (MAT.)				
75. <i>R. (M.)</i> cf. <i>gyrata</i> (REINH. RICHTER 1856)				
76. <i>R. (M.) vittata</i> (MATERN 1929)				
77. <i>R. (M.)?</i> A. RABIEN 1954				
78. <i>Waldeckella erecta</i> A. RABIEN 1954				
79. <i>W.?</i> <i>turbinea</i> A. RABIEN 1954				

Fortsetzung von Tabelle 2. Systematische und

	te	tv	tau 1	tau 2
80. <i>Waldeckella cicatricosa</i> (MATERN 1929)				
81. <i>W. materni</i> (VOLK 1939)				
82. <i>W. reichii</i> (VOLK 1939)				
83. <i>W. intermedia</i> (MATERN 1929)				
84. <i>W. kegeii</i> (MATERN 1929)				
85. <i>Tricornina gracilis</i> A. RABIEN 1954				
86. <i>Neochilina parvula</i> (PAECKELMANN 1913)				86
87. <i>N. binsenbachensis</i> MAT. 1929 vel parvula				
88. <i>Aechmina paeckelmanni</i> A. RABIEN 1954				
89. <i>Kloedenia dillensis</i> MATERN 1929				
90. <i>Jonesina?</i> n. sp., aff. <i>puncta</i> MOREY 1935				
91. <i>Haldia</i> cf. <i>nitidula</i> (REINH. RICHTER 1869)				
92. <i>H.</i> cf. <i>arkonensis</i> CORYELL & MALKIN 1936				
93. <i>Haldia</i> sp.				
94. <i>Bairdia?</i> cf. <i>devonica</i> GÜRICH 1896				
95. <i>Agoniatites obliquus</i> WHIDBORNE 1889.		95		
96. <i>Sobolewia</i> sp.		96		
97. <i>Ponticeras</i> cf. <i>kayseri</i> (WEDEKIND 1917)			97	
98. <i>Ponticeras</i> sp.			98	
99. <i>Manticoceras</i> sp.			99	
100. <i>Loxonema</i> sp.		100		
101. <i>Buchiola angulifera</i> (F. A. ROEMER 1850)				
102. <i>Buchiola retrostriata</i> (VON BUCH 1832).				
103. <i>Buchiola palmata</i> (GOLDFUSS 1840)				
104. <i>Buchiola imbricata</i> BEUSHAUSEN 1895?				
105. <i>Posidonia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)?				
106. <i>Posidonia venusta</i> MÜNSTER				
107. <i>Dalmanella tetragona</i> (F. ROEMER)	107			
108. <i>Chonetes minuta</i> GOLDFUSS		108		
109. <i>Productella</i> sp.				
110. <i>Camarotoechia rotundata</i> MÜNSTER 1840			110	
111. <i>C. (Liorhynchus)</i> cf. <i>planeplicata</i> PAECKELMANN 1922			111	
112. <i>Cyrtina heteroclyta</i> DEFRANCE	112			
113. <i>Hysterolites (Acrospirifer) supraspeciosus</i> (LOTZE 1928)?	113			
114. <i>Atrypa reticularis</i> (LINNÉ 1767)	114			
115. <i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)		115	115	115
116. <i>Novakia acuaria</i> (REINH. RICHTER 1854)		116	116	
117. <i>Tentaculites tenuicinctus</i> F. A. ROEMER 1850				
118. <i>Hyalithes striolatus</i> HOLZAPFEL 1895		118	118	
119. Conodonten.				119

* Nicht im Untersuchungsgebiet, sondern nur in äquivalenten Vergleichsschichten des Rechts-Rheinischen Schiefergebirges gefunden.

stratigraphische Zusammenstellung der Fauna

tam	tao 1-2	tao 3	tao 4	tao 5	tn	tn/th	th	tdu	tdo + tw	cu 1	
80	81	82 83 84									80. 81. 82. 83. 84. 85.
86					?			86	85 86 87 88		86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99.
					89				90 91 92 93 94	91	90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99.
99											100. 101. 102. 103. 104. 105.
101											101. 102. 103. 104. 105.
102											106. 107. 108. 109. 110. 111. 112. 113. 114. 115.
103											106.
104											106.
105					106	106	106	106	106	106	106. 107. 108. 109. 110. 111. 112. 113. 114. 115.
					109						116. 117. 118. 119.
115											116. 117. 118. 119.
117	117	117	117	117							117. 118. 119.
119	119	119	119	119	119		119	119	119		119.

Schriftenverzeichnis

(Nähere Literatur zu den Ostracoden-Bestimmungen siehe A. RABIEN 1954.)

- AHLBURG, J.: Über die Verbreitung des Silurs, Herzyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1919, **40**, S. 1—82, 1 Taf., 2 Abb., Berlin 1921.
- ANDRÉE, K.: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie deren Bedeutung für die Stratigraphie. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. **25**, S. 366—421, Stuttgart 1908.
- Geologie des Meeresbodens. II: Die Bodenbeschaffenheit und nutzbare Materialien am Meeresboden. — S.1—689, 7 Taf., 139 Abb., 1 Kte., Leipzig (Bornträger) 1920.
- BELL, H. S.: Density Currents as Agents for Transporting Sediments. — J. Geol., **50**, S. 512—547, 14 Abb., Chicago 1942.
- BEUSHAUSEN, L.: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N. F. **17**, S. 1—514, 1 Atlas mit 38 Taf., Berlin 1895.
- Das Devon des nördlichen Oberharzes. — Ibidem, **30**, S. 1—383, 11 Abb., 1 Kte., Berlin 1900.
- BORN, A.: Die geologischen Verhältnisse des Oberdevons im Aeketal (Oberharz). — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. **34**, S. 553—632, Taf. 18—21, Stuttgart 1912.
- BRINKMANN, R.: Über die Schichtung und ihre Bedingungen. — Fortschr. Geol. Palaeontol., **11** (Deecke-Festschr.), S. 187—219, Berlin 1932.
- Abriß der Geologie II, Historische Geologie. — S. 1—359, 70 Abb., 58 Taf., 7. Aufl., Stuttgart (Enke) 1954.
- CLARKE, J. M.: Strand and undertow markings of upper Devonian time as indications of the prevailing climate. — N. Y. State Mus. Bull., **196**, S. 199—238, Taf. 7—29, Albany 1918.
- CORRENS, C. W.: Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Buchenau, S. 1—46, Berlin 1934 [1934a].
- Woraus besteht der Tiefseeboden? — Tiefseebuch, Sammlung „Das Meer“, **3**, S. 103—124, Abb. 48—61, Taf. 11—14, Berlin (Mittler & Sohn) 1934 [1934b].
- Die Sedimentgesteine. — In BARTH, CORRENS, ESKOLA, Die Entstehung der Gesteine, S. 116 bis 262, 74 Abb., Berlin (Springer) 1939.
- DAHLGRÜN, F.: Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1927, **79**, S. 73—121, 5 Abb., 3 Tab. (Taf. 1—3), Berlin 1928.
- DALY, R. A.: Origin of Submarine Canyons. — Amer. J. Sci., **31**, S. 401—420, 1936.
- DECHEN, H. v.: Geol. Kte. Rheinprovinz u. Provinz Westfalen. Sect. Berleburg, 2. Aufl. 1879.
- Erl. Geol. Kte. Rheinprovinz u. Provinz Westfalen. II: Die geologischen u. paläontologischen Verhältnisse, S. 1—933, Bonn 1884.
- DENCKMANN, A.: Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland). — Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1900, **21**, S. I—XIX, Berlin 1901.
- Ergebnisse der Aufnahmen im Mitteldevon, Oberdevon und Culm im Hönnetal und in benachbarten Gebieten. — Ibidem f. 1902, **23**, S. 556—596, Berlin 1905.
- EMERY, K. O.: Some Surface Features of marine Sediments made by Animals. — J. Sedimentary Petrology, **23**, S. 202—204, 4 Abb., Menasha 1953.
- ERBEN, H. K.: Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. — Beih. Geol. Jb., **9**, S. I—VII, 1—98, 22 Abb., Hannover 1953.
- ERICSON, D. B., EWING, M. & HEEZEN, B. C.: Turbidity Currents and Sediments in North Atlantic. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **36**, S. 489—511, 4 Abb., Tulsa 1952.
- ERICSON, D. B., EWING, M., HEEZEN, B. C. & WOLLIN, G.: Sediment Deposition in Deep Atlantic. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, **62**, S. 205—219, 2 Taf., 3 Abb., Baltimore 1955.
- EWING, M. & HEEZEN, B. C.: Puerto Rico Trench Topographic and Geophysical Data. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, **62**, S. 255—267, 5 Abb., 1 Taf., Baltimore 1955.
- FRECH, F.: Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Ein Beitrag zur Systematik und Stammesgeschichte der Zweischaler. — Abh. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thür. St., (3) **9**, S. 1—261, 5 Tab., 23 Abb., 1 Atlas mit 18 Taf., Berlin 1891.
- GALLWITZ, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbongrenze des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1927, **48**, S. 487—527, Taf. 23, 4 Abb., Berlin 1928.

- GROSS, W.: Die Arthrodira Wildungen. — Geol. Paläontol. Abh., N. F. 19 (23), S. 1—61, 26 Abb., 2 Taf., Jena (Fischer) 1932.
- GÜRICH, G.: Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. — Verh. Russ.-kais. Min. Ges., (2) 32, S. 1—539, Taf. 1—15, St. Petersburg 1896.
- Leitfossilien 1. Devon. — S. 97—199, Taf. 29—52, Fig. 16—48, Berlin (Bornträger) 1909.
- Schrägschichtungsbögen und zapfenförmige Fließwülste im Flagstone von Pretoria und ähnliche Vorkommen im Quarzit von Kuibis S.W.A. u. a. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1933, 85, S. 652 bis 663, Taf. 56—57, 9 Abb., Berlin 1934.
- HÄNTZSCHEL, W.: Fossile Schrägschichtungsbögen, „Fließwülste“ und Rippelmarken aus dem Nama-Transvaal-System (Südafrika) und ihre rezenten Gegenstücke. — Senckenbergiana, 17, S. 167—177, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1935.
- Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. — Ibidem, 18, S. 316—356, 20 Abb., Frankfurt a. M. 1936.
- Senkrecht gestellte Schichtung in Watt-Ablagerungen. — Ibidem, 20, S. 43—48, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1938.
- Brandungswälle, Rippeln und Fließfiguren am Strande von Wangeroo. — Natur u. Volk, 69, S. 40—48, 10 Abb., Frankfurt a. M. 1939.
- Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen. — Ibidem, 83, S. 255—263, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1953.
- HEIM, A.: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — N. Jb. Mineral., 2, 136—157, Stuttgart 1908.
- HENNIG, E.: Geologie Großdeutschlands. — S. 1—392, 45 Abb., 16 Taf., 1 Kte., Stuttgart (Enke) 1942.
- HOLZAPFEL, E.: Das Obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. — Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N. F. 16, S. 1—459, 19 Taf., Berlin 1895.
- Die Facies-Verhältnisse des rheinischen Devon. — Adolf v. Koenen-Festschr., S. 231—262, Stuttgart (Schweizerbart) 1907.
- ILLIES, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und ihre Auswertung. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 19, S. 89—109, Hamburg 1949.
- JAEKEL, O.: Neue Wirbeltierfunde aus dem Devon von Wildungen. — Stzber. Ges. naturforsch. Freunde Berlin, S. 73—86, 10 Abb., Berlin 1906.
- Untersuchungen über die Fischfauna von Wildungen. — Paläont. Z., 9, S. 329—339, Berlin 1928.
- JÜNGST, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., 25, S. 312—325, 6 Abb., Taf. 7, Stuttgart 1934.
- Paläogeographische Auswertung der Kreuzschichtung. — Geol. Meere u. Binnengewässer, 2, S. 229—277, 23 Abb., Berlin 1938.
- KEGEL, W.: Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1933, 54, S. 531—545, Taf. 32, 5 Abb., Berlin 1934.
- KNIPPING, H.-D.: Das untere Mitteldevon des Rothaargebirges südlich Winterberg. — Decheniana, 108, S. 17—43, 5 Abb., 2 Taf., Bonn 1955.
- KRAUS, E.: Über Sandsteinwülste. — Z. deutsch. geol. Ges., 87, S. 354—360, Berlin 1935.
- KREJCI-GRAF, K.: Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fährten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. — Senckenbergiana, 14, S. 19—39, Frankfurt a. M. 1932.
- KUENEN, PH. H.: Marine Geology. — S. 1—568, 246 Abb., New York 1950.
- KUENEN, PH. H. & CAROZZI, A.: Turbidity currents and slidings in geosynclinal basins of the Alps. — J. Geol., 61, S. 363—373, 2 Taf., 3 Abb., Chicago 1953.
- KUENEN, PH. H. & MIGLIORINI, C. J.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol. 58, S. 91—127, Chicago 1950.
- KÜHN, H.: Über subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. — Diss. Bonn 1951.
- KUMMEROW, E.: Die Ostracoden und Phyllopoden des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 194, S. 1—107, 15 Taf., 20 Abb., Berlin 1939.
- Über oberkarbonische und devonische Ostracoden in Deutschland und in der Volksrepublik Polen. — Beiheft Z. Geol., 7, S. 1—75, 7 Taf., Berlin 1953.

- LANGE, W.: Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve (Sauerland). — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 119, S. 1—132, 3 Taf., 39 Abb., Berlin 1929.
- LIPPERT, H. J.: Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. — *Senckenbergiana*, 19, S. 355—375, 13 Abb., Frankfurt a. M. 1937.
- LOTZE, F.: Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elspe Mulde. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 104, S. 1—104, 2 Taf., 13 Abb., Berlin 1928.
- MATERN, H.: Die Gliederung der Adorf-Stufe. Zugleich ein Beitrag zur Nomenklatur von *Gephuroceras* HYATT (Ceph.). — *Senckenbergiana*, 11, S. 142—152, Frankfurt a. M. 1929 [1929a]. — Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 118, S. 1—100, 5 Taf., Berlin 1929 [1929b].
- MEMPEL, G.: Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn-Elsper Mulde. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1937, 58, S. 566—586, Taf. 48—50, 5 Abb., Berlin 1938.
- MENARD, H. W.: Deep Ripple Marks in the Sea. — *J. Sediment. Petrol.*, 22, S. 3—9, 3 Abb., Menasha 1952.
- Deep-Sea Channels, Topography, and Sedimentation. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 39, S. 236—255, 7 Abb., Tulsa 1955.
- NORTHROP, J.: Ocean Bottom Photographs of the Neritic and Bathyal Environment south Cap Cod, Massachusetts. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 62, S. 1381—1383. 3 Taf., New York 1951.
- PASSEGA, R.: Turbidity Currents and Petroleum Exploration. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 38, S. 1871—1887, 7 Abb., Tulsa 1954.
- PAECKELMANN, W.: Das Oberdevon des Bergischen Landes. — Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N. F. 70, S. 1—356, Taf. 1—7, Berlin 1913.
- Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Barmen. — *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1920*, 41, S. 52—147, Taf. 2—3, Berlin 1922.
- Über eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des rheinischen Schiefergebirges. — *Z. deutsch. geol. Ges. f. 1926*, 78, S. 8—15, Berlin 1927.
- Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1928*, 49, S. 370—412, Taf. 26, 15 Abb., Berlin 1928.
- Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 82, S. 590—598, Abb. 1—5, Berlin 1930.
- Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. — *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1931*, 52, S. 472—512, Taf. 22—24, Berlin 1932.
- Führer zu den Exkursionen des Niederrheinischen Geologischen Vereins gelegentlich der Tagung in Brilon 1933. — *Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver. 1932/3*, S. 1—16, 4 Taf., 10 Abb., Bonn 1933.
- Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. — *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1933*, 54, S. 217—260, Taf. 15—18, 6 Abb., Berlin 1934.
- *Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Adorf*, S. 1—66, Berlin 1936 [1936a].
- *Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Brilon*, S. 1—67, Berlin 1936 [1936b].
- Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1937*, 58, S. 82—104, Taf. 7, Berlin 1938.
- *Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Balve*, S. 1—70, Berlin 1938 [1938b].
- PAECKELMANN W. & KÜHNE, F.: *Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Alme*, S. 1—61, Berlin 1936 [1936a].
- *Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Madfeld*, S. 1—79, Berlin 1936 [1936b].
- PFEIFFER, H.: Der Bohlen bei Saalfeld/Thüringen. — *Beiheft Z. Geol.* 11, S. 1—105, Taf. 1—9, 9 Abb., Berlin 1954.
- POWERS, S.: Strand markings in the pennsylvanian sandstones of osage county, Oklahoma. — *J. Geol.*, 29, S. 66—80, 7 Abb., Chicago 1921.
- PRANTL, F.: Poznámky o t. zv. útesové facií v Barrandienu. — *Čas. Nár. musea*, roč 113, S. 118 bis 126, Praha 1939 [zitiert nach SVOBODA & PRANTL 1949].

- PRATJE, O.: Staubfälle auf dem mittleren Atlantischen Ozean. 23. Beitrag zur Geologie der Meere. — Centralbl. Mineral. etc., Jahrg. 1934, Abt. B, S. 177—182, 1 Abb., 1934.
- RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 9, S. 1—268, 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1954.
- Die stratigraphische Bedeutung der oberdevonischen Ostracoden. — Z. deutsch. geol. Ges., 106, 2 Abb., Hannover [Im Druck].
- REICH, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1926, 78, S. 16—32, 1 Abb., Berlin 1927.
- Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Laasphe, S. 1—41, Berlin 1934.
- Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Berleburg, S. 1—24, 1 Taf., Berlin 1935 [1935 a].
- Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Battenberg, S. 1—21, Berlin 1935 [1935 b].
- RICH, J. L.: Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings as criteria for recognitions of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 34, S. 717—741, 15 Abb., 1950.
- Three critical environments of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. — Bull. geol. Soc. Amer., 62, S. 1—19, 2 Abb., 4 Taf., 1951.
- RICHTER, REINH.: Devonische Entomostraceen in Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., 21, S. 757—776, Taf. 20—21, Berlin 1869.
- RICHTER, RUD.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. II. Oberdevonische Proetiden. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., 31, S. 341—393, Taf. 22—23, Frankfurt a. M. 1913.
- Von Bau und Leben der Trilobiten. I. Das Schwimmen. — Senckenbergiana, 1, S. 213—238, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1919.
- Von Bau und Leben der Trilobiten. II. Der Aufenthalt auf dem Boden. Der Schutz. Die Ernährung. — Ibidem, 2, S. 23—43, 13 Abb., Frankfurt a. M. 1920.
- Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII—XI. — Ibidem, 6, S. 119—165, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1924.
- Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. — Paläont. Z., 9, S. 193—240, 11 Abb., Taf. 1—4, Berlin 1928.
- Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, 13, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.
- Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. I. Gefieß-Marken. — Ibidem, 17, S. 244—263, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1935.
- Die „SALTER'sche Einbettung“ als Folge und Kennzeichen des Häutungs-Vorgangs. — Ibidem, 19, S. 413—431, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1937.
- Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. 3. Fährten als Zeugnisse des Lebens auf dem Meeres-Grunde. — Ibidem, 23, S. 218—260, 17 Abb., Frankfurt a. M. 1941 [1941 a].
- Risse durch Innenschrumpfung und Risse durch Lufttrocknung. — Ibidem, 23, S. 165—167, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1941 [1941 b].
- Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überhaupt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3, S. 67—81, Taf. 13, 14, Wiesbaden 1952.
- RICHTER, RUD. & E.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. IV. Die Trilobiten des Oberdevons. — Abh. preuß. geol. Landesanst., 99, S. 1—314, Taf. 1—12, 18 Abb., Berlin 1926.
- Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae. IV. — Senckenbergiana, 9, S. 248—252, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1927.
- Trilobitae neodevonic. — Fossilium Catalogus. I: Animalia, 37, S. 1—160, Berlin 1928.
- Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. — Senckenbergiana, 32, S. 219—266, Taf. 1—5, 10 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1951.
- Oberdevonische Trilobiten, Nachträge. 1. Trilobiten aus der *Prolobites*-Stufe III. 2. Phylogenie der oberdevonischen Phacopidae. — Senck. leth., 36, S. 49—72, 2 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1955.
- SANDBERGER, G.: Mitteilungen an Professor BRONN gerichtet. — N. Jb. Mineral., Geognosie, Geologie u. Petref.-Kde., Jahrg. 1842, S. 226—229, Stuttgart 1842.
- Die erste Epoche der Entwicklungsgeschichte des Erdkörpers, mit besonderer Berücksichtigung der im Herzogthum Nassau aufgefundenen versteinerten Thier- und Pflanzenreste, welche

- dieser ersten Epoche der Erdbildung angehören. — Jb. Ver. f. Naturkunde Herzogthum Nassau, 2, S. 89—124, 1 Taf., Wiesbaden 1845.
- SANDBERGER, G. & F.: Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. — S. I—XV, 1—564, 41 Taf., Wiesbaden (Kreidel's Verlag) 1850—1856.
- SANDBERGER, F.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. S. 1—118, 1 Karte, Wiesbaden (Chr. W. Kreidel) 1847.
- SCHÄFER, W.: Fossilisations-Bedingungen brachyurer Krebse. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., 485 (Rud. Richter-Festschr.), S. 221—238, 12 Abb., Taf. 53—54, Frankfurt a. M. 1951.
- Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. — Senck. leth., 35, S. 87—99, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1954.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung. — Geol. Rdsch., 12, S. 20—35, 2 Taf., Leipzig 1921.
- Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevons. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1921, 73, S. 137—223, Taf. 6, 4 Tab., Berlin 1922.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Nochmals zur Kramenzelkalkfrage. — Geol. Rdsch., 14, S. 151—154, Berlin 1923.
- Einige Bemerkungen über die Entstehung der oberdevonischen Kramenzelgesteine. — Centrabl. Mineral. etc., Jahrg. 1925, Abt. B, S. 405—411, Stuttgart 1925.
- Ein Wort über die Faziesverteilung im Oberdevonmeere. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1926, 78, B Monatsber., S. 87—93, 3 Abb., Berlin 1927.
- Diskussionsbemerkungen zu RUD. RICHTER: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. — Paläont. Z., 9, S. 237—238, Berlin 1928.
- SCHLÜTER, H.: Das Mitteldevon im oberen Diemelgebiet und der geologische Bau des Martenberges bei Adorf. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1927, 48, S. 175—214, 1 Taf., 14 Abb., Berlin 1928.
- SCHMIDT, HERMANN: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Beleecke. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1920, 41, S. 254—339, 2 Taf., 7 Abb., Berlin 1922.
- Merkwürdige Regenwurmspuren. — Natur u. Museum, (3), 56 S. 97—101, Taf. 5—7, Frankfurt a. M. 1926 [1926a].
- Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1925, 77, S. 226—234, 3 Abb., Berlin 1926 [1926b].
- Die bionomische Einteilung der fossilen Meerestböden. — Fortschr. Geol. Paläontol., (38) 12, S. 1—154, 24 Abb., Berlin (Bornträger) 1935.
- Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1936, 88, S. 680—686, 5 Abb., Berlin 1937.
- Bionomische Probleme des deutschen Lias-Meeres. — Geol. Meere u. Binnengewässer, 3, S. 238—256, 3 Abb., Berlin 1939.
- Geologie I. Die Geologischen Vorgänge der Gegenwart. — S. 1—112, 52 Abb., Wolfenbüttel u. Hannover 1947.
- Die fazielle Einstufung fossilführender Sedimente. — Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 96—97, Hannover-Celle 1949 [1949a].
- Geologie II. Geologische Vorgänge der Vergangenheit. — S. 1—148, 57 Abb., 18 Tab., Wolfenbüttel u. Hannover 1949 [1949b].
- Ein Vergleich zwischen deutschem und amerikanischem Devon. — Z. deutsch. geol. Ges., 101, S. 213—219, 1 Abb., Taf. 3, Hannover 1950.
- SCHMIDT, WOLFGANG: Die stratigraphische Entwicklung des Famennien in der Gegend von Aachen. — Geol. Jb. f. 1949, 65, S. 451—462, 2 Abb., Hannover 1951.
- SCHMIERER, TH.: Geol. Kte. Preußen, Erl. Bl. Biedenkopf, S. 1—64, Berlin 1934.
- SEILACHER, A.: Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 96, S. 421—452, Taf. 14, 10 Abb., Stuttgart 1953 [1953a].
- Der Brandungssand als Lebensraum in Vergangenheit und Vorzeit. — Natur u. Volk, 83, S. 263—272, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1953 [1953b].
- Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1953, 105, S. 214—227, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1954.

- SHEPARD, F. P. & EMERY, K. O.: Submarine photography of the California coast. — *J. Geol.*, **54**, S. 306—321, 30 Abb., Chicago 1946.
- SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. — S. 1—507, 397 Abb., New York 1948.
- SIMPSON, S.: Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. Stratigraphie und Tektonik mit einem Beitrag zur Hunsrückschiefer-Frage. — *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **447**, S. 1—81, Taf. 1—8, Frankfurt a. M. 1940.
- STOKES, W. L.: Primary lineation in fluvial sandstones a criterion of current direction. — *J. Geol.*, **60**, S. 52—54, 2 Abb., Chicago 1947.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN: Sedimentology of rezent tidal flat Deposits and the Psammites du Condroz (Devonian). — *Geol. en Mijnbouw*, **16**, S. 25—47, 15 Abb., 2 Taf., 4 Tab., 1954.
- SVOBODA, J. & PRANTL, F.: Stratigraficko-tektonická studie o devonské oblasti koněpruské. — The Stratigraphy and Tectonic of the Devonian Area of Koněprusy (Bohemia). — *Sborník stát. geol. úst. CSR*, **16**, S. 5—88, 4 Taf., 2 Abb., 4 Tab., 8 Prof., 1 Kte, (russ. u. engl. Zusammenfassung), Praha 1949.
- TRASK, P. D, PHLEGER, F. B. jr. & STETSON, H. C.: Recent changes in sedimentation in the Gulf of Mexico. — *Science*, **106**, S. 460—461, 1947.
- TRUSHEIM, F.: Kleine Beobachtungen an Rippeln. — *Natur u. Volk*, **66**, S. 288—293, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1936.
- VOLK, M.: Das Oberdevon am Schwarzburger Sattel zwischen Südrandspalte und Kamm des Thüringer Waldes. — *S.-B. phys. med. Soc. Erlangen*, **70**, S. 147—278, Taf. 1, 5 Abb., Erlangen 1939.
- WALDSCHMIDT, E.: Über die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **37**, S. 906—927, Taf. 37—40, Berlin 1885.
- WALTHER, JOH.: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. I. Bionomie des Meeres. — S. 1—196, Jena (Gustav Fischer) 1893.
- *Geschichte der Erde und des Lebens*. — S. 1—570, 283 Abb., Leipzig (Veit & Comp.) 1908.
- WEBER, H.: Das Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **86**, S. 537—574, Taf. 40, 14 Abb., Berlin 1934.
- WEDEKIND, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — *Palaeontographica*, **62**, S. 86—184, Taf. 14—22, Stuttgart 1917.

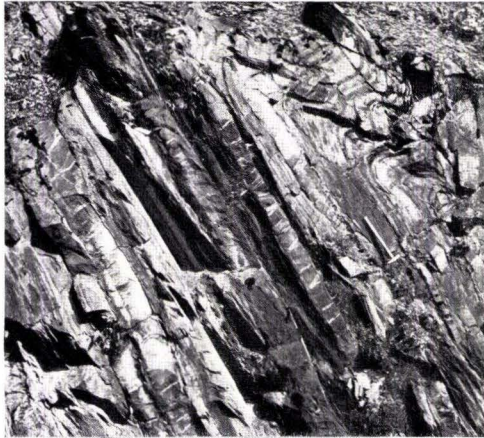
Manuskript eingegangen am 25. 4. 55 mit einzelnen Nachträgen am 9. 1. 56

Adresse des Autors: Dr. ARNOLD RABIEN,
Geologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.

Für die Redaktion verantwortlich: Dipl. Geol. Dr. FRITZ KUTSCHER,
Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
Wiesbaden, Mainzer Str. 25.

Tafel I

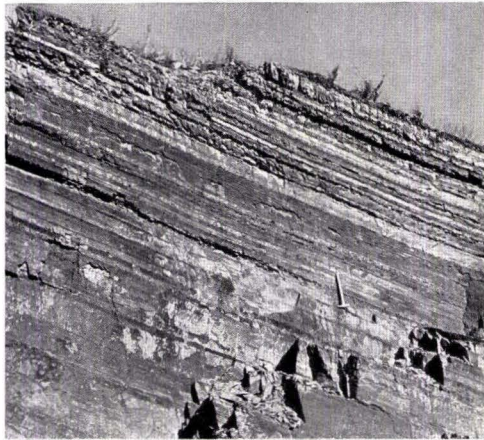
	Seite
Fig. 1. Wechsellagerung von schwarzen, bitumenreichen Tonschiefern und Kalken an der Grenze Mittel/Ober-Devon: Flinz-Serie. Willingen (Waldecker Upland), Eisenbahneinschnitt südöstlich des Viaduktes zwischen km 61 und 1. Überführung. Bl. Niedersfeld: R 7374, H 8368. Links N, rechts S.	13
Fig. 2. Linsenförmig zerscherte Flinz-Kalkbänke in derselben Serie und im gleichen Aufschluß wie Fig. 1	13
Fig. 3. Bänderschiefer der Mittleren Adorf-Stufe. Nach oben Zunahme der dünnen Kalkbänke und Kalkknotenlagen (Kramenzel-Schiefer). Ostwand des Gemeinde-Steinbruchs Usseln im Liegenden der auf Fig. 5 abgebildeten 60 cm-Kalkbank. Siehe Text S. 17. Stbr. südlich Bhf. Usseln auf Höhe 667,0. Bl. Goddelsheim R 7718, H 8265. Links N, rechts S.	17
Fig. 4. Rhythmische Schichtung der Bänderschiefer auf der in Fig. 3 abgebildeten Steinbruchwand, 5—6 m unter der 60 cm-Bank von Fig. 5. Schwarze feinschichtige Tonschieferlagen in Wechsellagerung mit grüngrauen (heller im Bilde) Mergelschiefern, die dünne Kalklagen führen. Mächtigkeit der mittleren und oberen Schwarzschieferfolge = 6 cm, die grüngraue Zwischenschicht jeweils 25 cm. Siehe Näheres im Text S. 18. Unten Fundschicht 7, in der Mitte die mit 7 bezeichnete Schwarzschieferlage und 4 cm im Liegenden = Fundschicht 8 von A. RABIEN 1954, S. 241	18
Fig. 5. Grenzsichten von der Mittleren zur Oberen Adorf-Stufe. Stbr. Usseln S-Seite im Hangenden von Fig. 3. Von unten nach oben: Bänderschiefer, 60 cm Kalkbank, deren Unterseite der Nullpunkt des Profils ist, darüber (+ 0,90 bis + 1,60 m) Horizont der Kellwasser-Kalke; feinschichtige bituminöse Schwarzschiefer und dünne Stinkkalke (= Fundschicht 19 in A. RABIEN 1954, S. 242). Die darüber lagernden, kompakteren Bänderschiefer bereits Obere Adorf-Stufe: <i>materni</i> -Subzone (Fundschicht 19). Siehe Text	19
Fig. 6. Oberste Adorf-Stufe (<i>splendens</i> -Subzone) in kalkreicher Ausbildung. Unreine Kalkbänke mit dünnen Tonbestegen. Siehe Text S. 19. Kleiner Steinbruch südlich vom Gemeinde-Steinbruch Usseln, das Hangende des Profils von Fig. 5. Höhe des abgebildeten Schichtpaketes etwa 1 m; links N, rechts S; Fundschicht 22 in A. RABIEN 1954, S. 242 . .	19



1



2



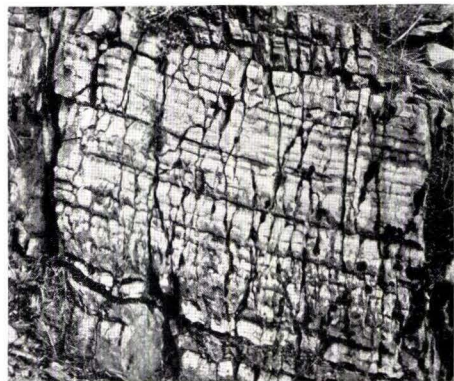
3



4



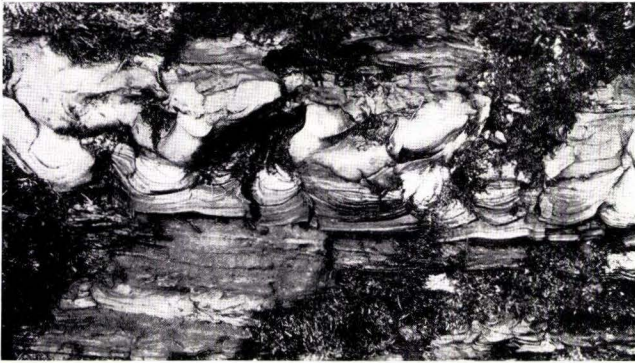
5



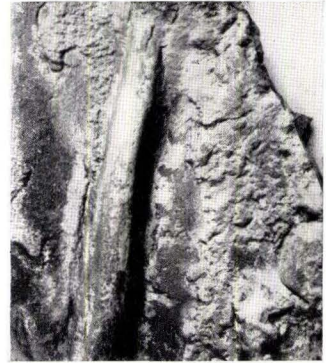
6

Tafel 2

	Seite
Fig. 7. Glimmerreiche, feinkörnige, kalkige Sandsteinbank mit Schrägschichtung und Wulstung. Von links nach rechts N-S-Profil. Dünnbankiger Sandstein-Horizont der Nehden-Stufe. S-Hang des Schloßberges bei Küstelberg, kleine Klippen südlich der „67“. Bl. Niedersfeld: R 7338, H 7603. Siehe Text S.	22
Fig. 8. Schichtunterseite mit Ausfüllung einer Rinne auf der tonigen Unterlage (Strömungsrinne?, Schleifspur?). Bildausschnitt etwa 15 × 13 cm. Dickbankiger Sandstein-Horizont der Nehden-Stufe. Steinbruch Glindfeld, 200 m nw. P. 467,6. Bl. Hallenberg: R 7469, H 7318. Siehe Text S. 23, 45 und 52 Slg. Geol. Inst. Göttingen.	45
Fig. 9. Flache, asymmetrische Strömungsrippeln auf der Schichtoberfläche. Die Schichtfläche streicht 55° und fällt 70° S, ξ der Rippeln 30° W, Steilseite der Rippeln nach S. Danach Herkunft der Strömung aus NW bis NNW. Länge des Hammers: 50 cm. Dickbankiger Sandstein-Horizont der Nehden-Stufe. Fundpunkt wie bei Fig. 8. Siehe Text S.	23
Fig. 10. Zapfenförmige Strömungsmarken. Dickbankige Sandsteinserie der Nehden-Stufe, Lesestein in der Bachrinne südlich des Schloßberges. Nach anstehenden Vorkommen im nahegelegenen Steinbruch (200 m se. P. 654) und im Stbr. Glindfeld: Schichtunterseite, Spitzen nach etwa NW, die flachen Enden nach SE gerichtet. Bildausschnitt etwa 13 × 11 cm. Siehe Text S. 23 und 45	45
Fig. 11. Dickbankiger Sandsteinhorizont der Nehden-Stufe. Schichtoberseite mit dem Abdruck eines 1,10 m langen Stammes; Hammerstiel in Richtung der auf Fig. 12 abgebildeten Riefung. Fundpunkt wie Fig. 8. Siehe Text S. 23, 50 und 52	23
Fig. 12. Schichtoberseite mit Strömungsriefung. Bildausschnitt etwa 16 × 8 cm der in Fig. 11 rechts oben abgebildeten Schichtfläche. Siehe Text S. 44 u.	52
Fig. 13. Lebensspuren der Dasberg-Stufe. Unterseite einer Sandsteinbank mit Ausfüllung von Kriechspuren der tonigen Unterlage. Eine geradlinige Rillenausfüllung (oben) löst sich in ovale bis halbkugelige Sandausgüsse auf. Länge der Spur etwa 40 cm. Siehe Text S. 40. Fundort: Dühinghausen, dicht unterhalb des Gemeindesteinbruches am E-Hang des Osternberges, Bl. Goddelsheim.	40



7



8



9



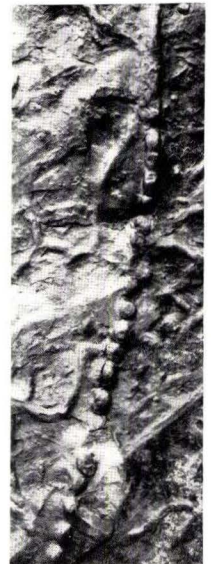
10



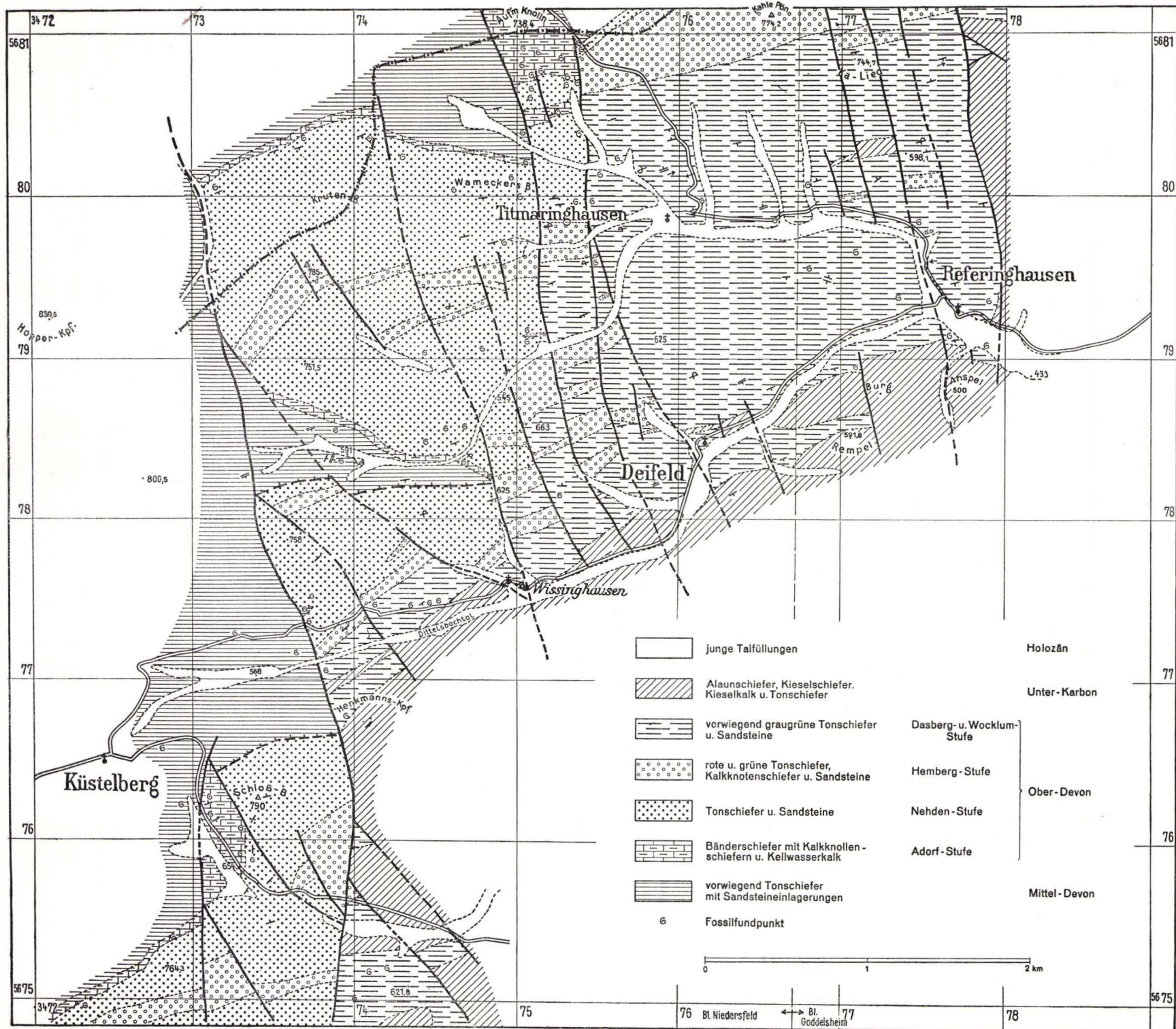
11



12



13



Taf. 3. Geologische Kartierung des Ober-Devons am Ostabfall des Hochsauerlandes. Grenzbereich Bl. Niedersfeld/Goddelsheim, siehe Abb. 1, S. 8. Vereinfachte Wiedergabe einer Kartierung 1:12500 (hier etwa 1:31500).