

Exkursionsbericht

Geologische Exkursion in den Raum Weyer — Schuld — Heyroth — Niederehe — Üxheim-Ahütte *)

Wilhelm Meyer, Ilias Stoltidis und Josef Winter

Mit 4 Abbildungen

(Eingegangen am 7. 7. 1976)

1. Hydrogeologische Aufschlüsse im Raum Weyer und Ahütte (I. Stoltidis)

Von Blankenheim führen wir in nordöstlicher Richtung zunächst über Dolomite und Kalksteine des Givet, die am Rande der Straße teilweise sehr gut aufgeschlossen sind. Aus diesen stark verkarsteten Gesteinen wird zum Teil auch die Ahrquelle gespeist. In der Höhe von Mülheim verließen wir das Givet und führen (mit kleinen Ausnahmen) durch Schichten der Eifelstufe, die abwechselnd aus Mergelkalken, Kalkmergeln, Kalksandsteinen und Kalksteinen aufgebaut sind. Nördlich von Engellau kamen wir endgültig aus der Blankenheimer Mulde heraus und führen quer durch einen unterdevonischen Sattel, der zwischen der Blankenheimer und Sötenicher Mulde verläuft. Die Schiefertone und Sandsteine, die das Unterdevon bilden, weisen eine geringe Durchlässigkeit auf und wirken im allgemeinen wasserstauend. In Zingsheim überschritten wir die Grenze zur Sötenicher Mulde, in der wir im Raum Weyer zwei hydrogeologische Aufschlüsse betrachteten. Die Schichten am Muldenrand sind hauptsächlich aus Kalksandsteinen und Mergelsteinen mit Einschaltungen von Kalksteinhorizonten aufgebaut. Das Muldeninnere besteht aus stark verkarsteten Dolomiten, die eine große Wasserführung aufweisen (Abb. 2).

Dolinenbildung E Weyer (Nr. 1 in Abb. 1 u. 2)

Die nähere Umgebung besteht aus Dolomiten, die an vielen Stellen an die Oberfläche treten. Bei diesem stark geklüfteten Gestein versickert das Niederschlagswasser auf Kluftbahnen, auf denen der Dolomit durch die CO₂-reichen Wässer (Niederschlagswasser) stark gelöst wird. So entstehen im Laufe der Zeit im Untergrund aus den ursprünglichen Klüften verschiedene Verkarstungsformen. Wenn diese an der Erdoberfläche trichterförmig ausgebildet sind, werden sie als Dolinen bezeichnet. Bei allen Kalkmulden der Eifel lassen sie sich an vielen Stellen beobachten.

Das Gebiet um Weyer wird schon seit der römischen Zeit besiedelt, und Dolomite wurden bereits damals für verschiedene Zwecke abgebaut. Um sicher zu sein, daß es sich hier wirklich um Dolinen handelt, haben wir Flachbohrungen abgeteuft. Bei einer Tiefe von 8 m wurde ein feinsandiger Verwitterungslehm festgestellt, der als Rückstand bei der Auslaugung der Dolomite entstanden ist. Der Durchmesser der Dolinen beträgt hier 30—40 m. In ihnen sammelt sich Regenwasser. Von den Einheimischen werden sie „Maare“ genannt. -- Dolinen sind für den Hydrologen deshalb wichtig, weil sie Hinweise über das Ausmaß der Verkarstung und damit auch über die Wasserdurchlässigkeit und Grundwasserführung des Gesteins geben können.

Der Kartstein von Dreimühlen (Nr. 2 in Abb. 1 u. 2)

Der Kartstein besteht aus Travertin und Kalktuff und ist vor allem durch die Kakushöhle und die darin gemachten frühgeschichtlichen Funde bekannt. Travertin und Kalktuff ent-

*) Durchgeführt am 28. 5. 1976 im Rahmen der 156. Wissenschaftlichen Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens in Blankenheim vom 26.—30. 6. 1976.

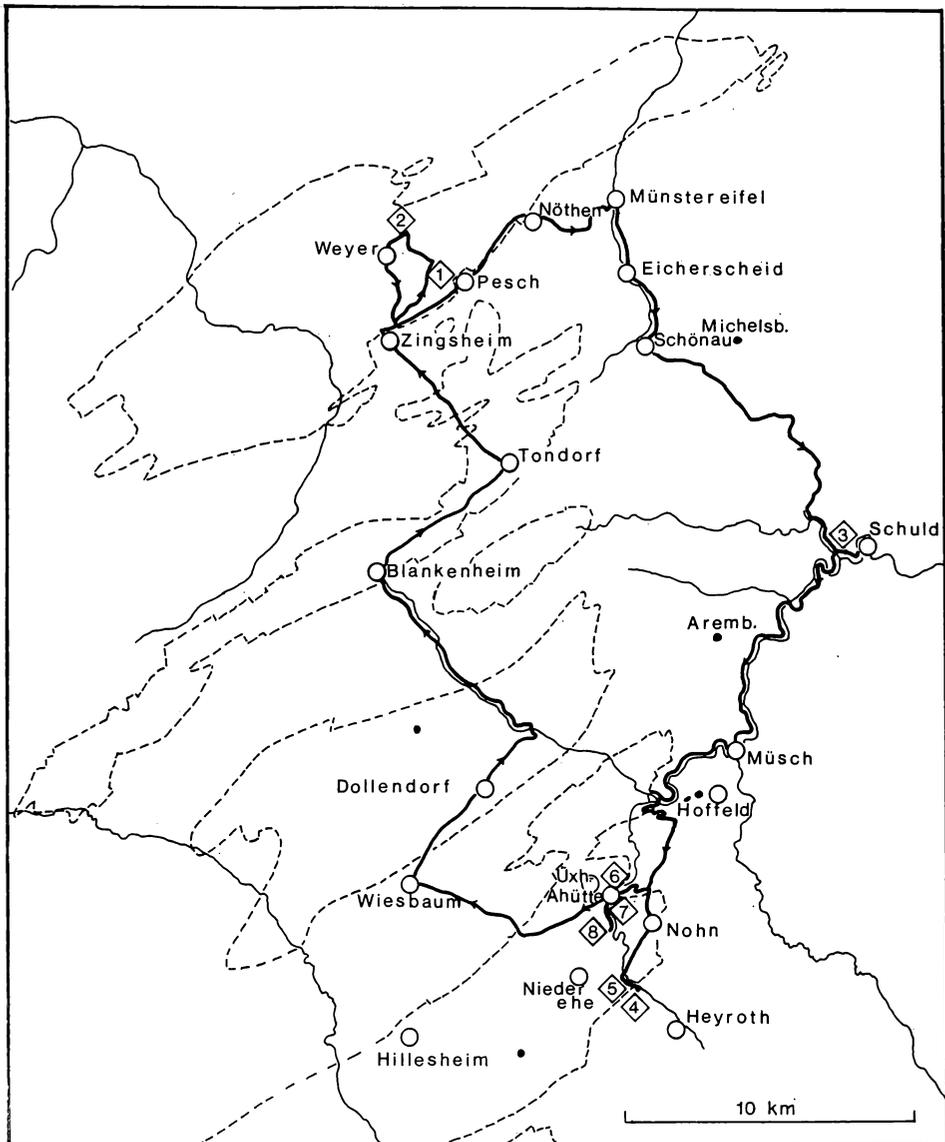


Abbildung 1. Karte der Exkursionsroute mit den besuchten Aufschlüssen; dargestellt die Grenze Unterdevon-Mitteldevon (gestrichelte Linie) und einige tertiäre Basalte (schwarz).

stehen durch die Ablagerung von Kalk, der im Süßwasser in löslicher Form vorhanden ist. Die Faktoren, die zur Kalkabscheidung führen, können ganz unterschiedlich sein; beispielsweise Assimilation von CO_2 durch grüne Pflanzen, Druckentlastung, Erwärmung.

Interessant ist die Tatsache, daß zur Zeit der Kartsteinbildung hier ein Wasservorkommen in Form einer oder mehrerer Quellen vorhanden gewesen sein muß. Betrachtet man auf einer Karte die heutigen Grundwasseraustritte, so läßt sich feststellen, daß sie nach Norden und Süden in einer Entfernung von 500 m bis 700 m von hier liegen. Für die Bildung des Travertins und Kalktuffes vom Kartstein kommen entweder das Wasser, das heute in Eiserey austritt, oder das Wasser des sogenannten Weyerer Pützes in Weyer in

Hydrogeologische Aufschlußkarte des Raumes Weyer

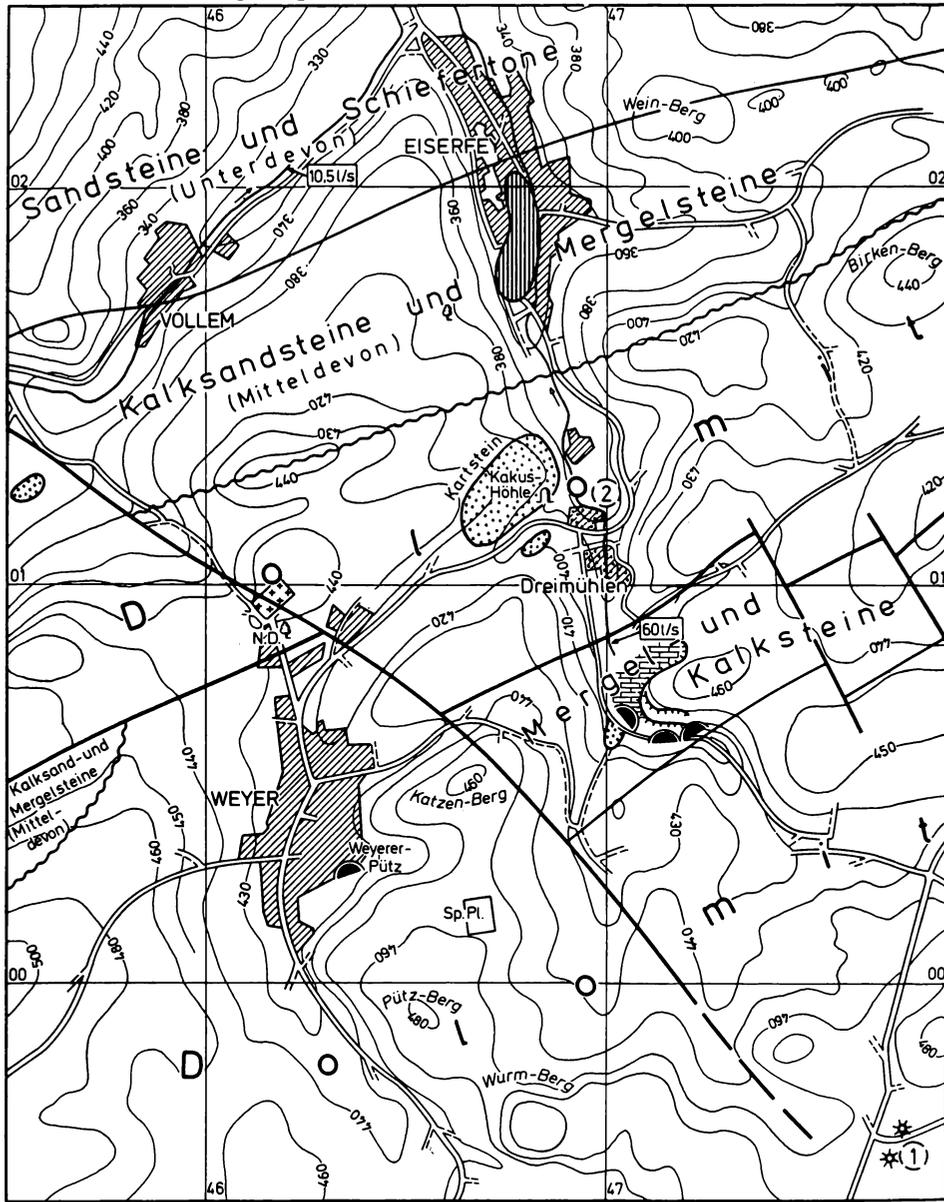


Abbildung 2. Hydrogeologische Aufschlußkarte des Raumes Weyer (Sötenicher Kalkmulde).

Betracht. Nimmt man an, daß die damalige Quelle des Kartsteins im Bereich der heutigen Höhenlinie von NN + 430 m floß, so müssen im Vergleich zu heute die Grundwasserspiegeldifferenzen ca. 90 m im ersten Fall, mindestens 7–8 m im zweiten Fall betragen. Eins steht in beiden Fällen fest: der Grundwasserspiegel ist seit jener Zeit stark abgesunken. Die Ursache für die Absenkung des Grundwasserspiegels liegt in einem Rückgang der Niederschlagshöhen in dieser Zeit. SOMMERMEIER (1914) gibt für die Entstehung des Kartsteins altdiluviales Alter an.

Dreimühlen-Wasserfall

Thematisch schließt an den Aufschlußpunkt 2 die Besichtigung des Dreimühlen-Wasserfalls im Ahbach-Tal (Punkt 8 der Routenkarte) an. Die Besprechung soll daher an dieser Stelle erfolgen.

Vom Kalkbruch gegenüber Zementwerk Wotan in Üxheim-Ahütte (Punkt 7) erfolgte zum Abschluß der Exkursion eine kleine Wanderung durch das malerische Ahbachtal vorbei an der Ruine Dreimühlen. Der Dreimühlen-Wasserfall liegt hier etwa 1 1/2 km südlich des alten Bahnhofs Üxheim-Ahütte.

Ein Reihe von Quellaustritten, die den Wasserfall speisen, liegt westlich der Bahntrasse am Waldrand. Beim Bau der Bahn sind nach SOMMERMEIER (1914) mehrere Teilbäche, die einen breiten Geländestreifen überrieselten, in einer „Steinernen Rinne“ vereinigt worden, die sich über den heutigen Wasserfall in den Ahbach ergießt. Die Kalkabscheidung beginnt in 30–40 m Entfernung von den Quellaustritten. Jungquartäre Kalktuffbildungen überziehen den Bereich zwischen den Quelltöpfen und dem Ahbach. Heute erfolgt die Kalktuffausscheidung nur noch in der „Steinernen Rinne“, vor allem am Wasserfall selbst, der sich auf diese Weise wallartig gegen den Ahbach hin vorbaut. Das an $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ reiche Wasser gibt beim Austritt CO_2 ab, wobei CaCO_3 als poröser Kalktuff zur Ausscheidung gelangt. Der Grund für die vorausgehende verstärkte Kalklösung liegt also in der höheren CO_2 -Führung der Wässer. Möglicherweise steht der erhöhte CO_2 -Gehalt mit postvulkanischen Erscheinungen der Westeifeler Vulkanzone in Zusammenhang, wobei CO_2 an Nord-Süd-streichenden Verwerfungen aufsteigt. Ein ähnliches Vorkommen von Kalktuff ist derzeit an der Straße Berndorf–Kerpen angeschnitten und liegt dort in Kontakt mit pleistozänen vulkanischen Tuffen. Bei Kerpen verläuft ebenfalls ein Bündel Nord-Süd-streichender Störungen.

Jüngere Analysendaten zu diesen Quellen liegen momentan noch nicht vor. Es ist beabsichtigt, in nächster Zeit vom Lehrstuhl für Ingenieur- und Hydrogeologie in Aachen aus diese Wässer zu analysieren.

2. Sedimentation und Tektonik des Ober-Siegen bei Schuld (Ahr); Klerf-Schichten bei Heyroth (W. Meyer)

Von der Kakushöhle ging die Weiterfahrt über Weyer bis nördlich Zingsheim, von hier weiter auf der Straße nach Münstereifel, die bis Nöthen etwa am Südostrand der Sötenicher Mulde verläuft. Der große Steinbruch nördlich der Straße zwischen Zingsheim und Pesch ist der „locus typicus“ für den Paulsgraben-Horizont (Ahrdorf-Schichten, Mitteldevon). Von Nöthen ab verläuft die Straße durch sandige Unterems-Schichten in Klerfer Fazies. Münstereifel im engen Tal der Erft hat in den vergangenen Jahrhunderten mehrere Hochwasserkatastrophen erleiden müssen, die meist durch sommerliche Regengüsse im Oberlauf der Erft ausgelöst wurden. So sind am 14. Juli 1416 bei Hochwasser 1500 Menschen und 3000 Stück Vieh ertrunken (nach einer Inschrift auf einer Hochwasser-marke 14 m über dem Erftbett). Durch ein Rückhaltebecken im Erfttal oberhalb von Eicherscheid werden heute ähnliche Katastrophen verhindert. Weiterfahrt von Münstereifel über Eicherscheid, Schönau zur Wasserscheide zwischen Erft und Ahr. Östlich der Straße liegt hier der 588 m hohe Michelsberg, eine tertiäre Basaltkuppe. Weiterfahrt hinab zum Ahrtal bei Schuld. An der Einmündung des Armuthbach-Tales in das Ahrtal wurde gehalten und das Straßenprofil an der Südseite der Branderhardt bis Schuld abgegangen (Abb. 1, Nr. 3).

Seit der Arbeit von H. CLOOS (1950) sind die durch Mäander der Ahr bei Schuld aufgeschlossenen Faltenprofile berühmt geworden. Hier besteht die günstige Gelegenheit, vier in Abständen von wenigen hundert Metern aufeinander folgende Querprofile derselben Falte

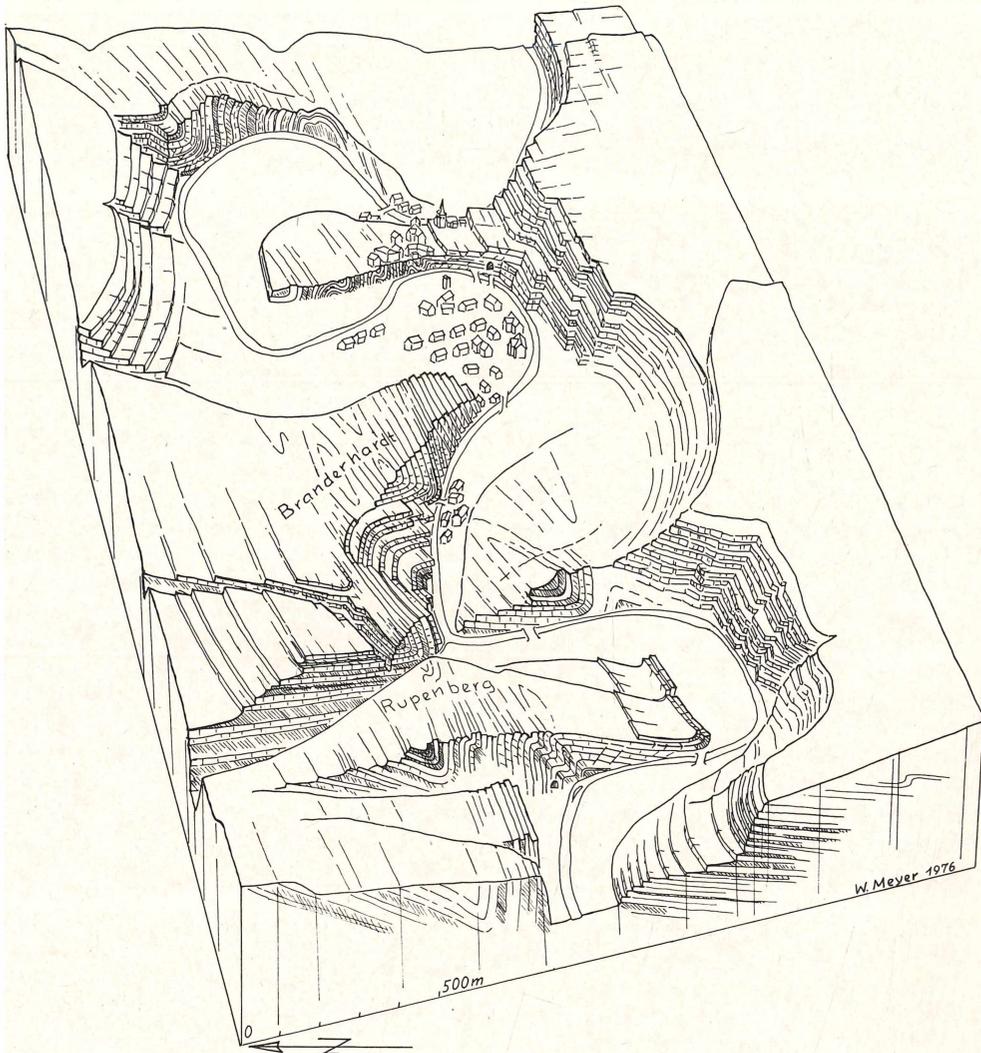


Abbildung 3. Die Falten tektonik im Raum Schuld an der Ahr in Blockbilddarstellung.

zu untersuchen (Abb. 3). CLOOS hat drei dieser Anschnitte in exakten großmaßstäblichen Profilzeichnungen dargestellt und ihren tektonischen Formenschatz beschrieben und gedeutet. Abgesehen davon, daß die Profilzeichnungen von CLOOS seither bei uns Vorbild aller zeichnerischen Darstellungen tektonischer Sachverhalte geblieben sind, liegt die Bedeutung der Arbeit besonders in dem Nachweis, daß in einer Falte als einem Element der Einengung durchaus Partien auftreten, die Dehnungstektonik zeigen. Die Dehnung der flachen Faltenflügel durch zahlreiche kleine Abschiebungen ist zum Beispiel westlich der Muldenumbiegung an dem auf der Exkursion begangenen Straßenprofil gut zu beobachten. Eine von P. WURSTER durchgeführte zeichnerische und gefügekundliche Analyse einer am Westhang des Rupenbergs westlich Schuld aufgeschlossenen Falte ergab, daß dort einzelne Schichtpakete während der Entstehung der Falte Teilbewegungen durchführten, die schief zur Faltenachse verliefen. Einige Ergebnisse dieser bislang nicht publizierten Arbeit werden im vorliegenden Band veröffentlicht (WURSTER 1977).

Stratigraphisch gehören die Gesteine von Schuld in das Ober-Siegen. Die spärlichen Fossilfunde aus der näheren Umgebung (ein neuer Fossilhorizont wurde während der Exkursion von Herrn Dr. STOLTIDIS entdeckt) ermöglichen bislang nur eine Einstufung in die Siegen-Stufe. Die Grenze zum Ems ist bislang in diesem Gebiet noch nicht auskartiert worden. In Analogie zum westlich benachbarten Gebiet dürfte sie etwa in der Gegend von Rupperath zu suchen sein.

Eine grobe Gliederung des Siegen auf lithologischer Grundlage ließ sich aus dem Rheinprofil bis in den Bereich etwa zwischen Adenau und Schuld verfolgen (MEYER 1958, MOTZKA 1958, ERANIL 1975). Danach läßt sich für die nördliche Osteifel folgende Entwicklung angeben: Während des *U n t e r - S i e g e n*, dessen Gesteine nur im Kern des großen Osteifeler Hauptsattels zutage treten, herrschten schwach-marine, brackische, vielleicht örtlich auch limnische Verhältnisse. Pflanzenreste, die auf landnahe Bedingungen hinweisen, sind häufig, darunter auch echte Landpflanzen wie *Drepanophycus*. Die Fauna ist gekennzeichnet durch Pteraspiden, Gigantotraken, Ostrakoden, Muscheln (besonders Modiolopsiden), Rhenorenselaerien [besonders *Rh. crassicosta* (KOCH)] und Linguliden. Während des *M i t t e l - S i e g e n* herrschen im allgemeinen vollmarine Verhältnisse. Denn die Fauna besteht nun hauptsächlich aus großschaligen Brachiopoden (Spiriferiden, Orthiden, Strophomeniden und anderen), Muscheln, Trilobiten und Crinoiden; Pflanzenreste treten zurück. Im unteren Teil des Mittelsiegen der Osteifel wiederholen sich die schwachmarinen bis brackischen Bedingungen des Untersiegen, und es kommt vorübergehend wieder zur Ablagerung von pflanzenreichen Schiefen mit spärlicher Fauna. ERANIL (1975) fand in Psammiten des höheren Mittelsiegen östlich von Hönningen (Ahr) zentimetergroße Schiefergerölle, die prädevonischen Gesteinen des Nordkontinents entstammen könnten, ebenfalls ein Hinweis auf den küstennahen Charakter auch des Mittelsiegen. Im *O b e r - S i e g e n* setzen örtlich wieder Regressionen ein. Besonders im unteren Ahrgebiet treten wieder häufig pflanzenreiche Schiefer mit der schon aus dem Untersiegen bekannten Fauna auf. Das Obersiegen ist im mittleren und oberen Ahrgebiet viel sandiger als auf der Südostflanke des Osteifeler Hauptsattels etwa bei Mayen und Virneburg und läßt sich deshalb nicht so gut durch Tonschieferpartien gliedern wie dort. Die mächtigen Folgen schrägschichteter Sandsteine in der Umgebung von Schuld dürften nach ihrer Stellung innerhalb der lithologischen Abfolge dem Kürrenberg-Sandstein entsprechen. Es sei nochmals betont, daß die Grenzen zwischen Unter-, Mittel- und Obersiegen einstweilen nur nach lithologisch-faziellen Kriterien bestimmt wurden, es ist also durchaus möglich, daß diese Grenzen nicht überall zeitgleich sind. Nur dadurch, daß die Auskartierung der lithologischen Einheiten innerhalb der Siegen-Schichten durch eine genaue Strukturkartierung kontrolliert wird, lassen sich eventuelle Faziesverschiebungen erkennen. Die Mächtigkeit der Siegen-Schichten im Ahrgebiet bei Schuld wird auf etwa 3000 m geschätzt.

Nach dem Mittagessen in Schuld erfolgte die Weiterfahrt ahraufwärts, vorbei an der am Westhang des Rupenberges aufgeschlossenen Falte. Weiter westlich wird die bewaldete tertiäre Basaltkuppe des Aremberges sichtbar. In diesem Bereich verläuft die Grenze Siegen—Ems. Unterems-Schichten sind bei Müsch in großen Straßenanschnitten erschlossen. Weiterfahrt bis kurz vor Ahrdorf, abbiegen in Richtung Nohn. Bei der Auffahrt auf die Hochfläche Blick auf den Steinbruchsbetrieb im tertiären Basalt des Hoffelder Kopfes, der aus zwei Basaltstöcken besteht. Vor Nohn fährt man in das Gebiet der Hillesheimer Kalkmulde ein. Von Nohn in Richtung Stroheich, nach 2 km links ab in Richtung Heyroth. Südlich der Mündung des Schmitzbaches in den Ahabach Straßenaufschluß in Klerf-Schichten (Nr. 4 in Abb. 1). Sandsteine, als Rutschkörper über rötlichen Tonschiefern, sind aufgeschlossen.

FUCHS (1974) konnte die Klerf-Schichten im mittleren Abschnitt des Ostrand der Eifeler Nordsüdzone soweit untergliedern, daß Faziesänderungen erkennbar werden, wie zum Beispiel die Existenz einer Schwelle im Ahrgebiet. Mit den Gliederungen der Klerf-Schichten in der Südeifel und auf der Westseite der Nordsüdzone läßt sich diese Gliederung noch nicht parallelisieren. Ebenfalls nicht mit den Profilen in der Umrandung der nördlichen Mulden, wo teilweise das ganze Unterems in der fossilarmen Klerfer Fazies vorliegt,

während die rotgefärbten Klerf-Schichten sonst in der Eifel durch fossilführende graue Unterems-Gesteine („Stadtfelder Schichten“) unterlagert werden. Die Überlagerung der Klerf-Schichten durch sandige Gesteine des Oberems ist in den östlichen Randgebieten der Sötenicher, Rohrer, Blankenheimer, Dollendorfer und Hillesheimer Mulde nicht nachzuweisen. Das wird als Hinweis auf die Existenz eines Schwellengebietes in diesem Raum gewertet. Im Ahbach-Profil, in dem die Klerf-Schichten nach FUCHS (1974) 1150 m mächtig sind, ist ihre Obergrenze tektonisch gestört.

3. Fazies und Paläogeographie des Eifeler Mitteldevons mit Exkursionsbeispielen aus der Hillesheimer Mulde (J. Winter)

Die Führung im Mitteldevon hatte das Ziel, die fazielle Differenzierung innerhalb der Eifeler Kalkmulden und die Stellung des Eifeler Meeresraumes im Rahmen der Paläogeographie der rheinischen Geosynklinalen an einigen Mitteldevon-Aufschlüssen der Hillesheimer Mulde zu erläutern.

Während der Eifel-Stufe liegt die Küste des Sediment liefernden Old-Red-Kontinents im NW (etwa S Aachen), die Eifeler Kalkmuldenzone auf dem Schelf, im SE folgt der pelagische Bereich der Geosynklinalen (Moselgebiet).

Für die Eifeler Kalkmuldenzone entwarf STRUVE (1961, 1963) das paläogeographische Bild eines von Auftauchgebieten umgebenen, weitgehend isolierten Meeresraumes, der nur über Meeresstraßen (Porta Lecomptei, Porta Quiringi, Porta Richterorum) mit den benachbarten Meeresgebieten der Geosynklinalen verbunden gewesen sei. Diesem Bild wird auf der Basis einer lithofaziellen Analyse und bisher nicht berücksichtigter sedimentologischer Daten ein geotektonisch-sedimentologisches Faziesmodell gegenübergestellt, das drei Fazies-Grundtypen in ihrer räumlich-zeitlichen Verbreitung betrachtet.

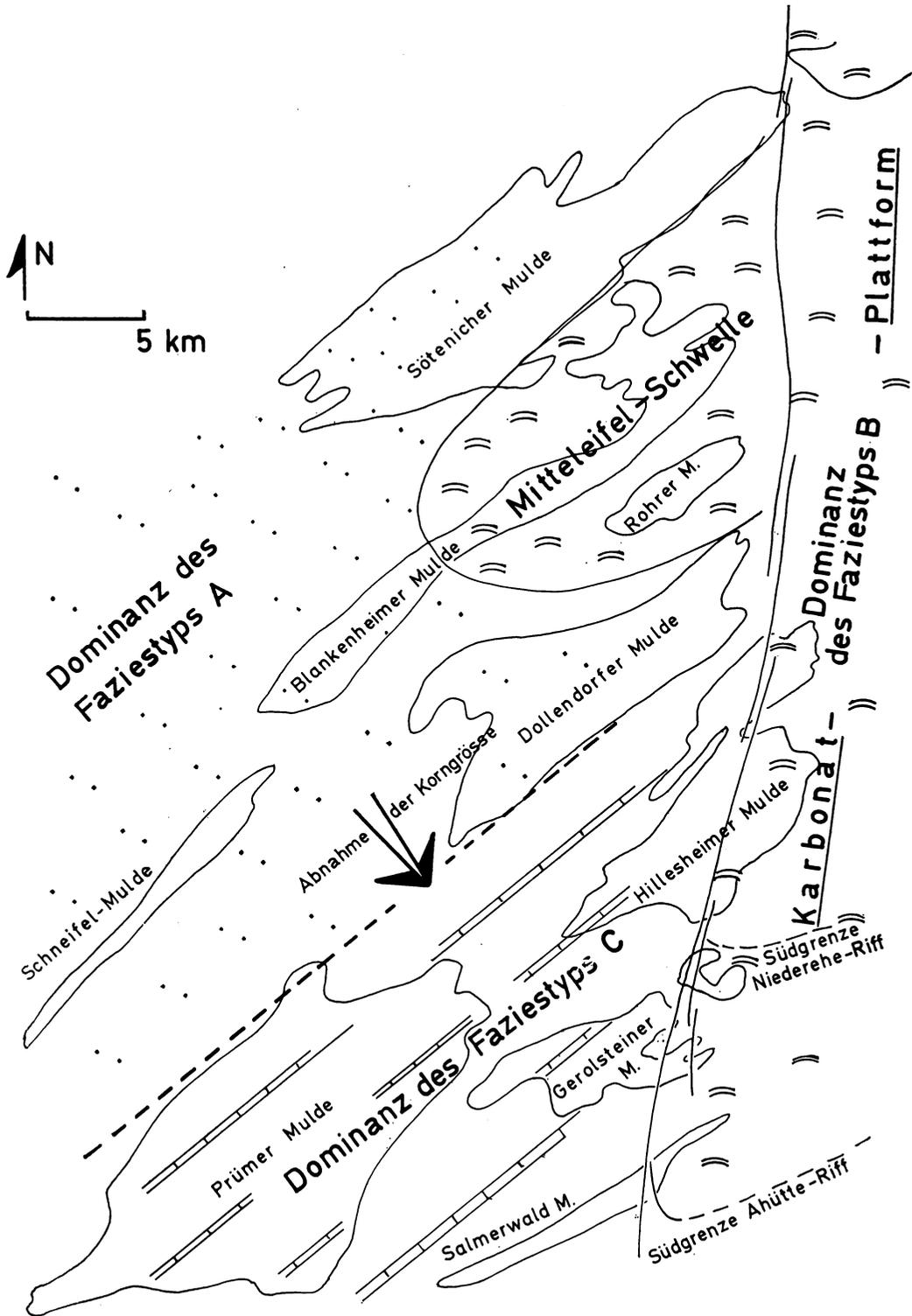
Faziesverteilung (lateral) und Faziesentwicklung (vertikal) werden geotektonisch durch schubartige Absenkungen der Geosynklinalen und die Wirksamkeit des N-S-Lineaments am E-Rand der Eifeler N-S-Zone gesteuert. Beide Elemente ergeben Fazieszonierungen, die Verhältnissen im rechtsrheinischen Raum weitgehend entsprechen (NE-SW-Zonierungen, N-S-Zonierungen).

Das Faziesmodell führt für die Eifel zur Vorstellung eines weitgehend offenen Meeresraumes, der ohne trennende Auftauchgebiete (Condrusia, Arduennia, Istaevonia) mit den benachbarten Sedimentationsräumen in freier Verbindung stand. In keinem Fall ergeben sich aus den sedimentologischen Daten Anzeichen dafür, daß während einer Zeitspanne, die fast die gesamte Eifel-Stufe umfaßt, eines dieser mutmaßlichen Auftauchgebiete als Liefergebiet fungiert hat oder sich zumindest in Annäherung an diese Auftauchgebiete — abgesehen von der Karbonatplattform im Osten — Anzeichen für erhöhte hydrodynamische Aktivität bei Ablagerung der Sedimente ergeben.

Die sedimentologischen Daten sprechen vielmehr für eine generelle Vertiefung des Eifel-Schelfs von NW nach SE. In der gleichen Richtung nimmt die Intensität der hydrodynamischen Einwirkung auf die Sedimente generell ab. Das nachfolgend charakterisierte Faziesmodell gilt für eine Zeitspanne, die von den Lauch-Schichten bis in die Junkerberg-Schichten hinein reicht, gegen Ende der Eifel-Stufe ergeben sich Veränderungen der paläogeographischen Situation:

Abbildung 4. Geotektonisch-sedimentologisches Modell zur Erklärung von Faziesverteilung (lateral) und Faziesentwicklung (vertikal) im Mitteldevon der Eifel.

Episodische Absenkungen des Geosynklinaltrogens lösen auf dem Schelf (Eifelkalkmulden) von NW nach SE übergreifende klastisch-detritische Sedimentschüttungen aus (Faziestyp A), die nach SE abnehmende Korngröße und zunehmenden Kalkgehalt aufweisen (Faziestyp C). Durch synsedimentäre Einsenkung der Eifeler Nord-Süd-Zone hebt sich der E-Rand der Senkungszone in Zeiten geringerer klastischer Sedimentzufuhr als W-Rand einer höher liegenden Karbonatplattform mit ausgedehnten biotromalen Riffbildungen heraus (Faziestyp B).



Faziestyp A (siehe Abb. 4)

Dominanz von Siltsteinen, untergeordnet auch Feinsandsteinen. Nur gelegentlich geringmächtige Einschaltungen reinerer Karbonate und biostromaler Riffbildungen.

Sedimentologische Indizien: Sedimente mit hohen Anteilen an klastisch-detritischem Grobsilt, nur geringe Anteile an feinkörnigem Detritus ($< 0,006$ mm). Gute Sortierung. Auftreten von intraformationalen Geröllen. Anreicherung der Schalenreste in Schill- und Pflasterlagen.

Faziesdiagnose: Flachwasserbereich vorwiegend klastischer Sedimentation mit Indizien für generell hohe hydrodynamische Aktivität im Ablagerungsmilieu.

Genetische Deutung: Die Zufuhr von klastischem Detritus dominiert auf dem küstennahen Schelf (NW-Bereich), während der küstenfernere Schelf (SE-Bereich) nur gelegentlich von klastischen Schüttungen erreicht wird. Die weiter nach SE vorstoßenden Schübe klastischer Sedimentation, von denen einige über die gesamte Kalkmuldenzone hinweggreifen (zum Beispiel Dorsel-Horizont, Dankerath-Horizont, Klausbach-Horizont), stehen mit episodischen Absenkungen der Geosynklinale im Zusammenhang, die zu einer verstärkten Schüttung klastischer Sedimente führen.

Faziestyp B

Dominanz reinerer Karbonate und biostromaler Riffbildungen, Mergel und Siltsteine treten anteilmäßig in Schichtfolgen dieses Faziestyps zurück.

Sedimentologische Indizien: Biostrome und deren biogener Schutt belegen intensive Wasserbewegungen im Ablagerungsraum. Gelegentlich kommen Einschübe ruhiger Sedimentation vor.

Faziesdiagnose: Vorwiegend Flachwasserbereich mit überwiegend kalkiger Sedimentation und nur geringer klastischer Sedimentzufuhr.

Genetische Deutung: Einige Bereiche des Eifel-Schelfs heben sich als relativ konstante Untiefen innerhalb des Sedimentationsraums immer wieder faziell von ihrer Umgebung ab. Die Hochlage dieser Gebiete bewirkt eine Verringerung der klastischen Sedimentzufuhr. Es kommt hier zur Ausbildung mächtigerer und reinerer Karbonatserien, in die häufig biostromale Riffbildungen eingeschaltet sind. Die nur durch einzelne übergreifende Siltschüttungen (siehe genetische Deutung des Fazies-Typs A) unterbrochene Hochlage dieser Gebiete stellt sich immer wieder ein, d. h. der perennierende Charakter der Untiefen hat tektonische Ursachen. Zu den Hochgebieten gehören die **Karbonatplattform**, die den E-Rand der Eifeler Kalkmuldenzone in N-S-Erstreckung begleitet, sowie **SW-NE-streichende Schwellen**, von denen als wichtigste die **Mitteleifel-Schwelle** in das Schema der Abb. 4 eingetragen ist. Die Karbonatplattform am E-Rand der Muldenzone steht genetisch mit der Anlage der Eifeler Nord-Süd-Zone im Zusammenhang. Diese Senkungszone soll nach Auffassung von KEGEL (1950) und Wo. SCHMIDT (1952) bereits praevariscisch angelegt sein, sie ist mit Sicherheit synsedimentär wirksam und beeinflusst damit entscheidend die Verteilung der Fazies. Die postvariscisch andauernde Senkungstendenz der N-S-Zone wird durch die Verbreitung der Trias dokumentiert. Synsedimentäre Bruch- und Flexurtektonik, mit der Anlage der Eifeler N-S-Zone verknüpft, führt SOLLE (1960, 1976) als Ursache für Fazieswechsel und erhebliche Mächtigkeitsschwankungen im Unterdevon der Olkenbacher Mulde an. Auf synsedimentäre Bruch- oder Flexurtektonik am E-Rand der Eifeler N-S-Zone hat der Autor die Fazieszonierung im tieferen Givet der Gerolsteiner Mulde zurückgeführt (WINTER 1965). In der Eifel hebt sich insbesondere der E-Rand der Eifeler N-S-Zone zeitweilig als Faziesseiche heraus. Die relativ geringen Mächtigkeitsschwankungen zeigen jedoch, daß die Absenkungsbeträge am E-Rand der Eifeler Muldenzone wesentlich geringer sind als in der Olkenbacher Mulde. Der überwiegende Teil der Eifeler Kalkmuldenzone liegt auf dem Senkungsfeld der Eifeler N-S-Zone, die als Tiefscholle

vorwiegend klastisch-karbonatische Mischsedimente aufnimmt. Der E-Rand der heutigen Muldenzone liegt auf der im E angrenzenden Scholle, die bei Aktivierung der Absenkung zur Hochscholle wird. Die Hochscholle zeigt dann zeitweise den Charakter einer Untiefe, auf der es bevorzugt zur Bildung reinerer Karbonate kommt, in die biostromale Riffbildungen größerer lateraler Ausdehnung eingeschaltet sind. So wird die dadurch entstehende Karbonatplattform durch das Auftreten lateral weit verbreiteter Biostrome markiert, wie sie etwa in der Ahütte-Folge (Untere Nohn-Schichten), der Niederehe-Folge (Ahrdorf-Schichten) und auch noch im tieferen Givet (Cürten-Schichten) vorliegen. Wahrscheinlich hat sich die Karbonatplattform über den heute überlieferten Bereich hinaus weiter nach E erstreckt. Gegen die Annahme eines Auftauchgebietes im E (Istaevonia) spricht, daß eine klastisch-detritische Sedimentzufuhr aus E während des gesamten Zeitraumes der Eifelstufe und des tieferen Givet nicht nachweisbar ist.

Ein von STRUVE (1961b, 1963) im Schema einer biofaziellen Fazieszonierung angenommener Gürtel lagunärer Bildungen (Fettkalke) zwischen einem Stromatoporen-Saumriff und Istaevonia ist tatsächlich im Detail für die einzelnen stratigraphischen Bereiche nicht rekonstruierbar. Nach Vorstellung des Autors lagen in diesem Bereich keine schmalen Riffbänder, sondern über weite Erstreckung aushaltende biostromale Riffplatten vor.

Das Bild des E-Randes der Eifeler N-S-Zone wird weiter modifiziert durch das Auftreten synsedimentär wirksamer SW-NE-streichender Schwellen, insbesondere der Mitteleifel-Schwelle, die sich als Fortsetzung der Karbonatplattform nach SW in die Muldenzone hinein erstreckt. Der Faziestyp dieser Schwellen ist dem der Karbonatplattform ähnlich. Das Auftreten der Karbonatplattform in Verbindung mit nach SW in die Muldenzone vorspringenden submarinen Schwellen führt zu einem girlandenförmigen Verlauf in der Begrenzung des Faziestyps B, wie dies zum Beispiel aus der Begrenzung des Niederehe-Biostroms erkennbar wird.

Faziestyp C

Dominanz von Kalk-Mergel-Wechselagerungen. Kalkbänke und Mergellagen alternieren im dm-Abstand. Siltstein-Einschaltungen und Einschaltungen reinerer Karbonate treten zurück und sind auf bestimmte stratigraphische Bereiche beschränkt.

Sedimentologische Indizien: Die Sedimente sind durchweg wesentlich schlechter sortiert als beim Faziestyp A. Der feinstkörnige Anteil (Feinsilt und Ton) überwiegt in der Zusammensetzung der klastischen Fraktion. Dieser Anteil kann aber nur bei geringer hydrodynamischer Aktivität am Boden zur Ablagerung kommen, da er bei etwas stärkerer Turbulenz in Schwebelagen gehalten wird. Faunenreste sind mehr oder weniger ungleichmäßig im Sediment verteilt, aber in der Regel nicht in Schill- oder Pflasterlagen angereichert.

Faziesdiagnose: Bereich tieferen Wassers (bezogen auf Faziestyp A und B) mit allgemein ruhigen Ablagerungsbedingungen und nur seltenen Anzeichen hydrodynamischer Aktivität in den Sedimenten.

Genetische Deutung: Kalk-Mergel-Wechselagerungen sind auf dem äußeren, landferneren Eifel-Schelf (S- und SE-Bereich) verbreitet. Die Zufuhr von detritär-klastischem Material ist hier deutlich geringer als im landnäheren Bereich des küstennahen Schelfs (NW-Bereich, Dominanz des Faziestyp A). Im äußeren Bereich des Schelfmeeres macht sich infolge des geringeren klastisch-detritischen Einflusses die organische und anorganische Produktion von Karbonaten in der Sedimentation stärker bemerkbar. Es kommt bevorzugt zur Ausbildung klastisch-karbonatischer Mischsedimente (Mergel, karbonatische Siltsteine, unreine Kalke) sowie zur Bildung von Kalk-Mergel-Wechselagerungen im dm-Bereich. Obwohl die Entstehung solcher Kalk-Mergel-Wechselagerungen noch nicht geklärt ist, kann hier als wahrscheinlich angenommen werden, daß neben der autochthonen Produktion von Karbonaten als Sedimentlieferanten sowohl das NW-Gebiet (silikatisch-klastische Zufuhr) als auch die Karbonatplattform im E (Lieferung von kalkigem Detritus) in Frage kommen.

Exkursionsbeispiel zum Faziestyp C (Aufschluß Nr. 5 der Abb. 1)

L o k a l i t ä t : Anschnitt der Straße Heyroth — Niederehe, 270 m SE Kreuzung mit der Straße Nohn — Stroheich. TK 25 Dollendorf 5606 r 5539 h 7533 (am Bildstock).

S t r a t i g r a p h i e : Bildstock-Horizont (locus typicus) der Ahrdorf-Schichten (siehe STRUVE in HOTZ, KRÄUSEL & STRUVE 1955, S. 74).

Der Bildstock-Horizont bildet ein gut abgegrenztes feinstratigraphisches Niveau geringer Mächtigkeit, das durch alle Eifelkalkmulden verfolgbar ist und überall eine individuenreiche, kleinwüchsige Brachiopodenfauna führt. Eine regionale quantitativ-statistische Untersuchung der Zusammensetzung der Brachiopodenfauna dieses Niveaus ergab eine durch typische Brachiopoden-Gesellschaften charakterisierte SW-NE-gerichtete Zonierung (WINTER 1971).

Am locus typicus ist der Bildstock-Horizont in der Fazies einer Kalk-Mergel-Wechselagerung vom Faziestyp C ausgebildet. Nach NW geht diese für den SE-Teil der Muldenzone typische Ausbildung in den Faziestyp A mit Siltstein-Dominanz über. Auch die sedimentologischen Daten ergeben eine SW-NE-streichende Zonierung.

Der vom Old-Red-Kontinent gelieferte klastische Detritus zeigt dabei mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet abnehmende Korngröße. Nach SE zu tritt im Bereich der Muldenzone nur Kornverfeinerung des klastischen Detritus auf. Eine Sedimentlieferung von einer zwischen Eifel und Moselgebiet angenommenen Manderscheider Schwelle wird weder in diesem noch in anderen stratigraphischen Niveaus erkennbar. Auch eine Verflachung des Ablagerungsraums und eine damit zwangsläufig verknüpfte Zunahme der hydrodynamischen Aktivität in Annäherung an eine überflutete Schwellenregion kann aus dem sedimentologischen Befund nicht gefolgert werden. Alle sedimentologischen Kriterien sprechen vielmehr für eine Vertiefung des Eifeler Schelfmeeres nach SE. Prinzipiell ähnliche Verhältnisse liegen in Sedimenten des Dorsel-Horizontes, Dankerath-Horizonts und Klausbach-Horizonts der Eifel-Stufe vor, wobei die einzelnen klastischen Schüttungen mehr oder weniger weit über den Eifel-Schelf hinweggreifen.

Einzelne klastische Sedimentschübe reichen dabei nach SE offenbar über den Eifeler Sedimentationsraum hinaus bis in die Olkenbacher Mulde des Moselgebietes. In Einlagerungen klastisch beeinflusster Gesteine und gelegentlichen Einschaltungen „Eifeler Faunen“ in Wissenbacher Schiefen werden Einflüsse des benachbarten Eifeler Schelfmeeres deutlich (SOLLE 1976: 179). Von Rud. RICHTER (1914) wurde bereits darauf hingewiesen, daß von Süden her zeitweilig pelagische Faunenelemente wie Goniatiten und pelagische Trilobiten-gattungen (Geeser Fazies der Ahrdorf-Schichten am S-Flügel der Prümer und Gerolsteiner Mulde) auf den Eifel-Schelf übergreifen. Regionale Verteilung der sedimentologischen Daten und das wechselseitige Übergreifen einzelner Faziesanschübe dokumentieren zumindest für den überwiegenden Teil der Eifel-Stufe einen offenen Übergang vom Eifeler Schelfmeer zum pelagischen Bereich der Olkenbacher Mulde. Der bestehende tiefgreifende Faziesunterschied zwischen Eifel und Moselgebiet ist durch den Übergang vom Schelfmeer zum pelagischen Bereich, nicht aber durch eine trennende Schwellenregion zu erklären.

Exkursionsbeispiel zum Faziestyp B (Aufschluß Nr. 6 der Abb. 1)

L o k a l i t ä t : Bahnanschnitt unmittelbar N bis NE Bahnhof Ahütte, TK 25 Dollendorf r 5520 h 7865.

S t r a t i g r a p h i e : Markstein-Horizont der Ahütte-Folge, Untere Nohn-Schichten (siehe STRUVE in HOTZ, KRÄUSEL & STRUVE 1955, S. 63).

Der Aufschluß zeigt den Faziestyp B mit biostromalen Riffbildungen. Im Aufbau ergibt sich ein Wechsel von bis zu 0,7 m dicken Stromatoporen-Biostromen und bis zu 1,5 m dicken „caespitosen“-Rasen, die aus dünnstengeligen Bruchstücken rugoser Korallen bestehen. Im Markstein-Horizont überwiegen Bildungen des Rasenriffs. Der Aufbau des im Hangenden folgenden Erdel-Horizonts unterscheidet sich nicht grundsätzlich. Auch hier handelt es sich um einen Wechsel von Stromatoporen-Biostromen und „caespitosen“-Rasen,

allerdings mit einem Vorherrschen der Stromatoporen. Insgesamt liegt ein vielfacher Wechsel flächig wachsender Stromatoporen-Biostrome und Rasenriffe vor. Die über größere Flächen verbreiteten biostromalen Riffbildungen der Ahütte-Folge begleiten den E-Rand der Muldenzone. Eine stratigraphische Ausscheidung der feinstratigraphischen Niveaus (Schmitzbach-, Markstein-, Erdel-Horizont) ist nur bei Ausbildung des Faziestyps B möglich, nicht jedoch bei Ausbildung des Faziestyps A (NW-Bereich). Nach Süden zu werden die Biostrome durch Kalk-Mergel-Wechselagerungen ersetzt. Während die Biostrome des Markstein- und Erdel-Horizonts im E-Teil der Hillesheimer Mulde eine Gesamtmächtigkeit von etwa 15 m aufweisen, beträgt die maximale Mächtigkeit im E-Teil der Gerolsteiner Mulde nur noch etwa 7 m. Im S-Teil dieser Mulde treten nur noch örtlich Riffinseln sehr geringer Mächtigkeit auf, „caespitosen“-Rasen sind nicht mehr ausgebildet. Der Faziestyp B der biostromalen Riffbildung wird hier durch den Faziestyp C der Kalk-Mergel-Wechselagerungen eines nach S anschließenden tieferen und ruhigeren Ablagerungsbereichs ersetzt.

Prinzipiell ähnliche Verhältnisse gelten für die Niederehe-Folge der Ahrdorf-Schichten (Abb. 4).

Exkursionsbeispiele zum Faziestyp A und B

Die beiden nachfolgend besuchten Aufschlüsse sind in Abb. 1 unter der Nummer 7 zusammengefaßt.

L o k a l i t ä t : Auflässiger Steinbruch etwa 300 m NE Zementwerk „Wotan“, S Üxheim-Ahütte, TK 25 Dollendorf 5606 r 5488, h 7799.

S t r a t i g r a p h i e : Lahr- und Müllert-Horizont der Ahbach-Schichten (siehe STRUVE in HOTZ, KRÄUSEL & STRUVE 1955, S. 113, sowie STRUVE 1961, S. 316).

In den beiden unter 7 angeführten Aufschlüssen wird der vertikale Wechsel Faziestyp B (Lahr-Horizont) — Faziestyp A (Müller-Horizont) — Faziestyp B (Wotan-Horizont) durchgeführt.

Am N-Ende des Steinbruchs steht der höhere Bereich des Lahr-Horizonts an, der wegen seines hohen Anteils an Riffbildnern wie Stromatoporen, Einzelkorallen und krustenbildenden tabulaten Korallen zum Faziestyp B gehört. Neben Riffbildnern sind vor allem Trochiten und auch Brachiopoden häufig. Der Lahr-Horizont wird im Aufschluß von kalkigen Siltsteinen überlagert, in die einzelne trochitenreiche Bänke eingeschaltet sind. Das Einsetzen des Müllert-Horizonts markiert eine Absenkung des Ablagerungsraums (transgressive Phase) mit dem Übergreifen einer vom Old-Red-Kontinent stammenden klastischen Schüttung. Der klastische Sedimentanteil an den Gesteinen des Müllert-Horizonts beträgt 60—75 %. Der Exkursionspunkt liegt im Bereich des äußeren, küstenferneren Schelfs.

Die Betrachtung des Schichtenschnitts wird nach einer Aufschlußlücke, die höchste Teile des Müllert-Horizonts und möglicherweise tiefste Teile des Wotan-Horizonts umfaßt, auf der oberen Sohle des folgenden Steinbruchs fortgesetzt.

L o k a l i t ä t : Obere Sohle des Steinbruchs auf der E-Seite des Ah-Bachs etwa 300 m S der letztgenannten Lokalität.

S t r a t i g r a p h i e : Wotan-Horizont der Loogh-Schichten.

Der Aufschluß zeigt ein Vorherrschen von bankigen Kalken, die durch Mergellagen geringer Dicke getrennt werden. Vom Liegenden zum Hangenden läßt sich eine Zunahme der Einschaltungsdichte sowie eine Zunahme der durchschnittlichen Bankdicke der Kalke beobachten. Die genauere Betrachtung der Kalkbänke zeigt eine Häufung der Riffbildner (Einzelkorallen, Stromatoporen) in der gleichen Richtung. Schalenquerschnitte von Brachiopoden, insbesondere von *Stringocephalus burtini* sind dagegen nicht selten. Im stratigraphisch höchsten Teil des Aufschlusses treten biostromale Riffbänke des Faziestyps B auf, die eine Mächtigkeit bis zu etwa 2 m aufweisen.

Aus dem Faziestyp A heraus (Müllert-Horizont) entwickelt sich also bei zunehmender Verflachung durch fortschreitende Sedimentation der Faziestyp B (Wotan-Horizont), in dem zunehmend reinere Karbonate und schließlich biostromale Riffbildungen dominieren. Die Korngrößenanalysen des klastischen Sedimentanteils der eingeschalteten Mergellagen lassen eine Abnahme des Tongehalts von 30 % im Liegendteil bis auf 10 % im Hangendteil des Aufschlusses erkennen.

Auch diese Abnahme des feinstkörnigen klastischen Detritus wird durch zunehmende Verflachung des Ablagerungsraumes erklärt, wobei wegen der ebenfalls zunehmenden Wasserturbulenz am Boden ein immer geringerer Anteil der feinstkörnigen Suspensionsfracht zum Absatz kommt.

Literatur

- CLOOS, H. (1950): Gang und Gehwerk einer Falte. — Z. dt. geol. Ges. (Hannover) **100**, 290—303.
- ERANIL, Y. (1975): Geologie des Gebietes zwischen Brück, Staffel, Kaltenborn und Leimbach (Ost-eifel). — Diss. Bonn, 50 S., 19 Abb., 6 Taf. — Bonn.
- FUCHS, G. (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestf. (Karlsruhe) **2**, 163 S.
- HOTZ, E. E., KRÄUSEL, W. & STRUVE, W. (1955): Die Eifel-Mulden von Hillesheim und Ahrdorf, in: KRÖMMELBEIN, K., HOTZ, E. E., KRÄUSEL, W. & STRUVE, W.: Zur Geologie der Eifelkalkmulden. — Beih. geol. Jb. (Hannover) **17**, 45—129 (geol. Karte 1 : 25 000).
- KEGEL, W. (1950): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges. (Stuttgart) **100**, 267—289.
- MEYER, W. (1958): Geologie der Siegener Schichten zwischen Ahr und Nette (Ost-eifel). — Z. dt. geol. Ges. (Hannover) **109**, 452—462.
- MOTZKA, R. (1958): Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten am Westrand des Eifeler Hauptsattels. — Diss. Freie Univ. Berlin, 41 S., 16 Abb., 2 Taf. — Berlin.
- RICHTER, Rud. (1914): Das Übergreifen der pelagischen Trilobitengattungen *Tropidocoryphe* und *Thysanopeltis* in das normale Rheinische Mitteldevon der Eifel (und Belgiens). — Centralbl. Miner., Geol. u. Paläont. (Stuttgart) **1914**, 85—96.
- SCHMIDT, Wo. (1952): Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. — Z. d. geol. Ges. (Hannover), **103**, 151—177.
- SOLLE, G. (1960): Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch (Wiesbaden) **88**, 343—360.
- (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynkinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. — Geol. Abh. Hessen (Wiesbaden) **74**, 264 S. (geol. Karte 1 : 25 000).
- SOMMERMEIER, L. (1914): Der Kartstein und der Kalktuff von Dreimühlen bei Eiserfey in der Eifel. — Verh. naturhist. Ver. Rheinlde. u. Westf. (Bonn) **70**, 303—333.
- STRUVE, W. (1961a): Zur Stratigraphie der südlichen Eifeler Kalkmulden (Devon: Emsium, Eifelium, Givetium). — Senck. leth. (Frankfurt/Main) **42**, 291—345.
- (1961b): Das Eifeler Korallen-Meer. — Der Aufschluß (Heidelberg) Sonderh. **10** (Die nördliche Eifel), 81—107.
- (1963): Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren — Funde, Deutungen, Probleme. — Natur und Museum (Frankfurt/Main) **93**, 237—276.
- WINTER, J. (1965): Das Givetium der Gerolsteiner Mulde (Eifel). — Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf. (Krefeld) **9**, 277—322 (geol. Karte 1 : 10 000).
- (1971): Brachiopoden-Morphologie und Biotop — ein Vergleich quantitativer Brachiopoden-Spektren aus Ahrdorf-Schichten (Eifelium) der Eifel. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (Stuttgart) **1971**, 102—132.
- WURSTER, P. (1977): Die Falte am Rupenberg bei Schuld/Ahr. — Decheniana (Bonn) **130**, 316—321.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Wilhelm Meyer, Geologisches Institut der Universität, Nußallee 8, D-5300 Bonn;
 Dr. Ilias Stoltidis, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie und Hydrogeologie der Techn. Hochschule Aachen, Kopernikusstraße 6, D-5100 Aachen;
 Prof. Dr. Josef Winter, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Senckenberg-Anlage 32—34, D-6000 Frankfurt am Main.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1977

Band/Volume: [130](#)

Autor(en)/Author(s): Meyer Wilhelm, Stoltidis Ilias, Winter Josef

Artikel/Article: [Exkursionsbericht Geologische Exkursion in den Raum Weyer — Schuld — Heyroth — Niederehe — Uxheim-Ahütte 322-334](#)