Fachinformationsdienst Biodiversitätsforschung

UB Universitätsbibliothek Frankfurt am Main

DFG Deutsche Forschungsgemeinschaft

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens

Fragen des devonischen Deckgebirges an seinen Untergrund (Rechtsrheinisches Schiefergebirge: Ebbe-Antiklinorium) - mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Grabert, Hellmut

1995

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen
Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:
Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten Identifikator:

urn:nbn:de:hebis:30:4-193703

Visual Library

Decheniana (Bonn) 148, 155—165 (1995)

Fragen des devonischen Deckgebirges an seinen Untergrund (Rechtsrheinisches Schiefergebirge: Ebbe-Antiklinorium)

Hellmut Grabert

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

(Manuskripteingang: 12. September 1994)

Kurzfassung

Es wird versucht, anhand von geologischen Aufschlüssen, von geophysikalischen Informationen, sedimentären Erscheinungen und strukturellen Gegebenheiten eine Antwort auf prädevonische oder gar präkambrische Hochlagen zu erfragen. Ob es sich dabei um kaledonische Faltenkerne handelt oder gar um präkambrische „Inseln", sei dahingestellt. Solche werden aber im zentralen Teile des rechtsrheinischen Schiefergebirges südlich des Ebbe-Antiklinoriums und auch an kleineren Strukturen innerhalb der breiten Bergischen Muldenzone vermutet. Nach Geröll-Untersuchungen in unterdevonischen Schichten des Ebbe-Antiklinoriums kann dort auf die Hochlage eines Eisenerz-führenden Prädevons mit kristallinem Kern (Metamorphite) geschlossen werden. Ob sich solche derart ausgezeichneten Hochlagen auch unter so eigenartigen Strukturen wie dem Achsensattel von Marienheide mit seiner weit nach Süden ausbiegenden Struktur von Müllenbach verbergen, bleibt fraglich.

Antworten auf diese Fragen können erteilen

1. Aufschlüsse,
2. Bohrungen,
3. geophysikalische Informationen,
4. sedimentäre Erscheinungen, und
5. strukturelle Besonderheiten, und zwar mit abnehmemder Aussagekraft. Was dennoch an Antworten, fragmentarisch und mehrdeutig, zu erhalten ist, soll nachstehend aufgezeichnet werden; vielleicht regen diese zu einer weiteren Diskussion an.

1. Aufschlüsse

Nur im Remscheider und, in größererer Verbreitung, im Ebbe-Antiklinorium sind prädevonische Schichten aufgeschlossen; es handelt sich weitgehend um die ordovizischen Herscheider Schichten, silurische sind nach neueren Untersuchungen nicht vorhanden. Von diesen Herscheider Schichten sind im Remscheider Sattel vielleicht 300 m (v. KAMP et al. 1986: Tab. 1), im Ebbe-Antiklinorium wohl 800 m an Mächtigkeit aufgeschlossen (v. KAMP et al. 1983: Tab. 1). Im Ebbe-Gebirge können diese Herscheider Schichten auch näher gegliedert und durch teilweise reiche Fossilführung (Trilobiten und Graptolithen) stratigraphisch eingeordnet werden; diese Gliederung ist auf die Schichtenfolge im Remscheider Sattel zu übertragen:

4. Oberer Tonschiefer-Horizont, ca. 150 m mächtig
   = Caradoc (und ? Ashgill), Zone ll bis 13, bis ? 14,
3. Grauwackenschiefer-Horizont, ca. 350 m mächtig
   = Llandeilo, Zone 8 – 11,
2. Unterer Tonschiefer-Horizont, ca. 150 m
   = oberes Llanvirn, Zone 7,
1. Plettenberger Bänderschiefer, 20 (?) bis 100 m mächtig
   = unteres Llanvirn, Zone 6.

Aufgrund der Fauna sind die Herscheider Schichten in das Llanvirn bis Caradoc der englischen Gliederung zu stellen und umfassen die Zone 6 bis 13, vielleicht noch 14, der internationalen Gliederung. Das nicht aufgeschlossene, vermutlich aber vorhandene restliche tiefere Ordoviz, also Vertreter der Graptolithenzonen 1 bis 5 (Tremadoc bis Skiddav bezw. Arenig) würde wohl auch dem sedimentologischen Bild der Herscheider Schichten entsprechen und dürfte daher kaum mehr als 500 m mächtig sein (ungefähr 100 m für eine Graptolithenzone wie in den aufgeschlossenen Schichten). Sie mit einer Bohrung zu erkunden oder gar zu durchsinken, um ihr kambrisches Unterlager zu erreichen, dürfte nicht schwierig und daher erfolgversprechend sein. Als günstige Lokation für eine Bohrung empfiehlt sich die Fundstelle bei Kiesbert im südlichen Teilsattel, wo JENTSCH & STEIN (1961) mit dem Graptolithen *Acygograptus* und mehreren *Didymograptus*-Arten sowie dem Trilobiten *Cyclopyge rediviva* ANG. der Nachweis der sehr tiefen Zone 6 gelang. Da

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

hier im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Plettenberg relativ ungestörte Lagerungsverhältnisse erwartet werden, ist hier das Kambrium leicht und vielleicht gar das präkambrische Kristallin zu erreichen.

Eine Besonderheit weisen die Plettenberger Bänderschiefer auf, die Hinweise auf einen thermischen Störkörper geben, dessen wärmebelasteten Deckschichten aufbereitet und in die Plettenberger Bänderschiefer eingebracht worden sind.

Die Tonsteine der Plettenberger Bänderschiefer besitzen nämlich – im nördlichen Teilsattel bei Plettenberg selbst, nicht hingegen im südlichen Teilsattel von Kiesbert – ein hohes Quellvermögen, die bei Wasserzufuhr zu „salzstockartigen Aufpressungen" und „Durchspießungen" (BEYER 1941) geführt haben; dadurch sind hier keine ungestörten Lagerungsverhältnisse und also keine Eignung als Bohrlokation gegeben.

Diese Tonsteine weisen einen beträchtlichen Gehalt (maximal 20 Vol.% nach SCHERP & STADLER & W. SCHMIDT 1968) an Pyrophyllit auf.

Es wird angenommen, daß dieser Pyrophyllit aus Kaolin entstanden ist, das als Verwitterungsprodukt eines nicht fernen Festlandes in das ordovizische Flachmeer eingebracht worden ist. Man benötigt aber zur Umwandlung von Kaolin in Pyrophyllit eine recht hohe Temperatur von mehr als 300 ° C, die bei sedimentären Prozessen niemals zu erreichen ist. So muß wohl mit einer kurzfristigen und örtlichen Wärmezufuhr gerechnet werden, da ja nicht alle Tonsteine Pyrophyllit führen.

Es wird diskutiert, daß hier möglicherweise ein kleiner und örtlich begrenzter Pluton der kaledonischen Gebirgsbildung diese Umwandlung hervorgerufen hat. Da es aber auch gewichtige Einwände gegen die Annahme einer kaledonischen Gebirgsbildung im Gebiet des späteren Ebbe-Antiklinoriums gibt, ist ein thermischer Störkörper kaledonischen Alters nicht zwingend.

Zwischen dem Ordoviz und dem Silur einerseits und dem Silur und dem Devon andererseits ist in anderen, gut aufgeschlossenen Gebieten der Erde die kaledonische Orogenese in unterschiedlicher Intensität nachgewiesen. Nun fehlen im Ebbe-Antiklinorium die zur Beantwortung dieser Frage so wichtigen silurischen Schichten. Es ist hier nämlich keineswegs klar, ob diese silurischen Schichten einstmals überhaupt abgelagert worden sind, und wenn doch, ob sie nicht durch spätere, jungkaledonische Prozesse vor der Ablagerung der devonischen Schichten wieder entfernt worden sind. Was sagen also dazu die im Ebbe-Antiklinorium aufgeschlossenen Grenzschichten Silur/Devon?

Die bisher als silurisch geltenden Köbbinghäuser Dayia-Schichten schließen sich nach den Untersuchungen von TIMM (1981) eng an die unterdevonischen Hüinghäuser Schichten an, die von BEYER (1952: 12) beobachtete Lücke zwischen beiden Schichtenkomplexen scheint, wie schon früher oftmals diskutiert, tektonischer, variszischer Natur zu sein; es handelt sich also bei dieser „Lücke" wohl um eine Störung. Diese ist also keineswegs auf die jungkaledonische Orogenese zurückzuführen, da zwischen den silurischen Köbbinghäuser Dayia-Schichten und den Ockrigen Kalken des tiefen Gedinne (Unterdevon) faziell keine so gravierenden Unterschiede bestehen, die eine Unterbrechung in der damaligen Sedimentation annehmen lassen müssen. TIMM (1981) hat daher beide Schichten, die Köbbinghäuser Dayia-Schichten (die übrigens keine der andernorts so häufigen silurischen Graptolithen führen, obwohl sie sonst sehr fossilreich sind) und den Ockrigen Kalken zu einer einheitlichen Schichtenfolge, den Himmelmert-Schichten, zusammengezogen. Daraus würde nun zu folgern sein, daß eine jungkaledonische Orogenese im Gebiet des späteren Ebbe-Antiklinoriums nicht nachzuweisen ist. Anders ist jedoch zu diskutieren, wenn man die Köbbinghäuser Dayia-Schichten nicht als silurisch interpretiert, wie es schon SHIRLEY (1962) angedeutet hatte; die fehlenden Graptolithen sprechen dafür.

2. Bohrungen

Es wäre zwar sehr wünschenswert, das Unterlager der ordovizischen Herscheider Schichten durch eine kaum mehr als 500 m tiefe Bohrung zu erkunden, zumal der Gehalt kristalliner Gerölle in unterdevonischen Konglomeraten sogar noch eine Hochlage präkambrischer Schichten vermuten läßt, doch sind solche Bohrungen trotz des großen wissenschaftlichen Interesses nicht erfolgt. Es existieren keine Bohrungen in diesem Gebiet, die über die Anforderungen an Baugrund- und Wasser-Erschließungsmaßnahmen hinausgehen.

3. Geophysikalische, Informationen

Gezielte geophysikalische Untersuchungen zur Klärung der Untergrundverhältnisse des Ebbe-Antiklinoriums sind hier im zentralen rechtsrheinischen Schiefergebirge nicht durchgeführt worden. Dennoch gibt es einige geophysikalische Informationen, die größeren Projekten zu verdanken sind.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Gravimetrische Daten existieren vom gesamten Rheinischen Schiefergebirge (DRISLER & JACOBY 1983), doch lassen diese keine signifikanten Anomalien im Bereich des Ebbe-Antiklinoriums erkennen. Daraus ließe sich schließen, daß auch bei einer anzunehmenden Hochlage eines präkambrischen Kristallins, wie es nachfolgend diskutiert wird, diese keine größere Schwere als das umgebende Sedimentär (aus fraglichem Kambrium, Ordoviz und Devon) aufweist.

Schon etwas aussagekräftiger sind magnetische Anomalien im Gebiet des Ebbe-Antiklinoriums. Bei Untersuchungen im Rahmen der Erzprospektion im Siegerland (BOSUM et al. 1971) wurde südlich des Ebbe-Antiklinoriums eine stärkere magnetische Anomalie von 50 gamma (der magnetischen Totalintensität) nachgewiesen. Diese Anomalie wurde zur Annahme einer Hochlage mit magnetischen Mineralien herangezogen, die als Lieferant der stark eisenhaltigen Konglomerate der Nordhelle (siehe weiter unten) infrage kommen könnte. Wie diese Eisenerze stratigraphisch einzuordnen sind, ist derzeit nicht bekannt, darüber wurde diskutiert (GRABERT & STADLER 1981).

Hingegen haben sprengseismische Untersuchungen im Rahmen des DEKORP-Programmes den Unterbau der sialischen Kruste bis ungefähr zur Moho-Diskontinuität entschlüsselt (FRANKE et al. 1990). Danach liegt im Bereich des Ebbe-Antiklinoriums eine prädevonisch-präkambrische Hochlage vor, an der das Sattelgewölbe des Ebbe-Antiklinoriums (mit zwei Teilsätteln) an einer schaufelförmigen und südfallenden Störung überschoben wurde. Der Top des angenommenen prädevonisch-präkambrischen Hochs wird bei ca. 5,5 bis 6 km Tiefe angenommen.

Ob die aufgezeichneten seismischen Reflektionen tatsächlich die hier angenommenen stratigraphischen Einheiten widerspiegeln, ist ungewiß; das zur Deutung eben jener Reflektoren eingesetzte stratigraphische Inventar basiert auf den wenigen und teilweise sogar falschen Mächtigkeitsangaben. So wurde für das Ordoviz ein Betrag von 800 m angenommen – zu wenig nach den bisherigen Kenntnissen, dagegen taucht im Ebbe-Antiklinorium das Siegen nur als auskeilendes Schichtenpaket auf, hat aber – in der Ausbildung als Paseler Schichten (ZIEGLER 1970) mit Sicherheit eine Mächtigkeit von durchschnittlich 250 m. Das also bei FRANKE et al. (1990) auf den Seiten 558 und 589 gegebene Profil durch das Rheinische Schiefergebirge ist daher zu revidieren. So ist damit auch nicht klar, wie das bei der zwischen 5.5 und 6 km Tiefe nachgewiesene seismische Hoch petrologisch ausgebildet ist:

- als (magnetisches) Eisenerz-Lager möglicherweise silurischen Alters,
- als präkambrisches Kristallin (oder Metamorphikum), oder
- als kambro-silurischer Faltenkern kaledonischer Entstehung.

4. Sedimentäre Erscheinungen

Für den Geologen zählen Konglomerate zu den aussagekräftigsten Sedimenten. Sie geben nämlich nicht nur Auskunft über besondere Verhältnisse im Ablagerungsraum, sondern auch über die Herkunft und damit auch über das Alter der aufbereiteten Klastika. Und dieses ist hier von besonderem Interesse und soll nachgefragt werden.

Gerade im rheinischen Unterdevon sind viele Konglomerate eingeschaltet. Sie sind niemals so horizontbeständig, daß sich darauf eine petro-stratigraphische Gliederung aufbauen läßt. Sie keilen seitlich rasch aus, besitzen eine nur geringe Mächtigkeit (von kaum mehr als 1 m) und führen überdies meist nur (gerundete) Quarze. Bei einer genaueren Untersuchung geben sie aber oft ihre Besonderheiten kund und eröffnen daher interessante Spekulationen. Zwei dieser Konglomerate, eingebettet in unterdevonische Schichten, seien hier näher beschrieben. Sie lassen den Wunsch aufkommen, solche Einlagerungen gezielt auf ihre Nebengemengteile hin zu untersuchen.

Im heute nicht mehr zugängigen, da in den Staubereich der Wiehl-Talsperre einbezogenen Steinbruch an der Ufersmühle (TK 25 Reichshof [ex-Eckenhagen] 5012, bei den Koordinaten R 06560, H 45560) war ein Konglomerat aufgeschlossen, das – nebenbei erwähnt – jahrelang als „Beweis" für eine postulierte Rimmert-Transgression (der präsideritschen Faltung) angesehen worden war (SCHRIEL 1936). Diese „Transgression" beruhte aber auf einer Fehlinterpretation geologischer Fakten und mußte daher eingezogen werden (vgl. hierzu HAAS & THIEDE 1968, ZIEGLER, HILDEN & LEUTERITZ 1968): das Konglomerat dokumentiert keine „Transgression", denn es handelt sich um eine intraformatielle Einlagerung in fein- bis grobklastischen Sandsteinen. Das Ufersmühle-Konglomerat bestand zu etwa 40 % aus Quarzgeröllen. Daneben traten Kalksteine, Quarzkeratophyre und Pelite als Gerölle auf. Besonders beachtenswert sind die Kalksteingerölle, da im tieferen Unterdevon kalkhaltige Ablagerungen bisher weitgehend fehlen, jedenfalls im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Von den Ockrigen Kalken der Hüinghäuser Schichten (Gedinne) sei hier abzusehen, da sie mit den Konglomeratkomponenten keinerlei petrologische Ähnlichkeiten auf-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

weisen. Die Kalkgerölle des Ufersmühle-Konglomerates bestehen nämlich aus mikritischen Kalksteinen, die in kalkhaltige Pelite übergehen; Fossilien sind im Konglomerat noch nicht nachgewiesen worden.

Die Quarzkeratophyr-Gerölle bestehen ausschließlich aus Quarz und Chlorit, zeigen eine porphyrische Textur und haben eine graugrüne Farbe. Diese Gerölle lassen sich wohl mit dem zeitgleichen Keratophyr-Vulkanismus aus dessen Eruptionszyklus 3 (k3-Komplex) herleiten, der im Sauerland (RIPPEL 1953, BÖGER 1981) weit verbreitet ist: der damalige Vulkanismus schuf anscheinend submarine Schwellen, die sogleich wohl wieder abgetragen und in den Konglomeraten deponiert wurden.

Die Quarzgerölle setzen sich aus Einkristallen zusammen, doch kommen auch Quarzaggregate z. B. mit Mörtelquarz-Kornbindung, vor. Wo jedoch diese Quarze stratigraphisch oder gar regional herzuleiten sind, ob sie aus aufbereitetem Kristallin oder noch mit dem sauren Quarzkeratophyr-Vulkanismus zusammenhängen, bleibt offen.

Aus dem Ufersmühle-Konglomerat kann daher nur herausgelesen werden, daß es in einer Zeit sedimentärer Unruhe abgelagert worden ist, denn die relativ gut gerundeten Komponenten weisen auf einen langen Transport hin, der von einem Keratophyr-Vulkanismus begleitet oder gar initiiert worden ist. Diese Deutung wird auch durch Rippelmarken, Fließwülste, Kolkungen, Aufbereitungen und Transport von Weichgeröllen in begleitenden Sedimenten unterstützt (GRABERT & HILDEN 1972: 43–45).

Von einer wesentlich besseren Qualität und darüber hinaus aussagekräftiger ist das Konglomerat der Nordhelle im Ebbe-Gebirge (TK 25 Herscheid 4812, Koordinaten der Fundstelle: R 13140, H 68790); es besitzt eine schon als exotisch anmutende Zusammensetzung (GRABERT & STADLER 1981). Zwar besteht auch dieses Konglomerat vorwiegend aus kanten- bis gut gerundeten, meist jedoch schlecht sortierten Quarz- und Quarzitgeröllen, doch führt es zusätzlich noch die als exotisch genannten Gerölle aus:

– hell- bis dunkelrotem Eisenkiesel sowie Hämatit,
– basischen sowie sauren Vulkaniten, die auch in der Matrix erscheinen.

Hämatite, Eisenkiesel und eisenschüssige Hornsteine entstammen genetisch einer Bildungsreihe, die in einer vulkanosedimentären Eisenerz-Lagerstätte vom (erweiterten) Lahn-Dill-Typus entstanden sind (vgl. hierzu RÖSLER 1964).

Mit einer ganz bestimmten, da sehr auffälligen Geröllkomponente kann jedoch das Nordhelle-Konglomerat aufwarten und damit die Frage nach einem präkambrischen Untergrund im Gebiet des Ebbe-Antiklinoriums beantworten: Es führt nämlich max. 4 mm kleine, gut gerundete Gerölle aus Turmalinfels und Turmalinquarziten. Turmalin-haltige Quarzite gehören jedoch zu den Metamorphiten, die in keinem der altpaläozoischen Schichten im Rheinischen Schiefergebirge vorkommen. Sie müssen, da im Unterdevon als Aufbereitungsgerölle sedimentiert, sehr alt sein. Das aus dem Ebbe-Antiklinorium bekannte Ordoviz enthält keine derartig ausgezeichneten Schichten, in dem nicht (mehr) vorhandenen Silur sind sie – auch aus der weiteren Nachbarschaft – nicht bekannt, das Kambrium des nicht allzu fernen Hohen Venns und der Ardennen kennt solche Gesteine ebenfalls nicht. So drängt sich die Frage auf, ob diese Metamorphite nicht aus Aufragungen präkambrischen Kristallins herzuleiten sind. Dazu bietet sich die Mitteldeutsche Schwelle im Süden des Rheinischen Schiefergebirges an (BRINKMANN 1948), oder das Brabanter Massiv im Norden. Für die Mitteldeutsche Schwelle nimmt BRINKMANN (1948) eine zweifache „Hochbewegung" (Seite 62) an: die eine „um die Wende Silur/Devon", die andere um die Wende Devon/Karbon – letztere nachgewiesen durch die vielen Kristallin-Gerölle in den Kulm-Konglomeraten des Harzes, des Flechtinger Höhenzuges und des Frankenwaldes. Die letztere Hebung hat anscheinend im Rheinischen Schiefergebirge nicht stattgefunden bzw. diese reichte nicht aus, um die Mitteldeutsche Schwelle durch die devonischen Deckschichten durchbrechen zu lassen. Weitere kristalline Gerölle, solche aus Graniten sogar, führen die Konglomerate im Hahnenbachtal des Soonwaldes im südlichen Hunsrück (TILLMANN & CHUDOBA 1931, QUIRING 1942); diese Konglomerate werden mit unterdevonischen Schichten parallelisiert (BIERTHER 1953, WERNER 1952, D. MEYER 1969, 1975). Im südlichen Hunsrück sind in der konglomeratführenden Schichtenfolge auch „Kalkknollen- und Alaunschiefer" (der Kallenfels-Serie von BIERTHER 1953) eingeschaltet, die in das Unterems gestellt werden. Die Kalksteine von Gebroth (TK 25 Pferdsfeld), in denen WERNER (1952: 634) Ems-Fossilien nachweisen konnte, entsprechen diesen Kalksteinen aus den erwähnten Konglomeraten. Gedanklich kann man jetzt eine Brücke schlagen zu den kalksteinführenden Konglomeraten von Ufersmühle.

Das Nordhelle-Konglomerat ist stark verfestigt und wird von feinen, mit Quarz, Siderit, häufig auch mit schuppigem Chlorit ausgefüllten Haarrissen und Klüften durchsetzt, die sogar die Quarz-,

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Quarzit- und Hämatit-Gerölle durchschlagen. Infolge der starken tektonischen Beanspruchung im Gefolge der variszischen Orogenese weisen die beigemengten Hämatite eine intensive Druck-Zwillingslamellierung auf. Schließlich treten noch detritische Martit-Körner auf. Dieses Vorhandensein von Martit ist nun besonders interessant, denn Martit, ein Umwandlungsprodukt des Hämatit in Magnetit, benötigt zu diesem Prozeß erhöhte Temperaturen, wie sie z. B. an der Oberfläche von (Keratophyr-)Lavaströmen auftreten.

Zwar machen Vulkanite nur einen geringen Prozentsatz (um 5 %) im Gesamtgeröllbestand des Nordhelle-Konglomerates aus, doch sind diese wenigen Vulkanite auch in der Matrix vorhanden. So treten nicht nur verkieselte Vulkanite als Hartgerölle auf, sondern auch nicht-verkieselte Weichgerölle; letztere sind durch transportbedingte Beanspruchung oft deformiert. Deren Herkunft ist nun in Anbetracht der starken tektonischen Beansprungung der Konglomerate, die sogar zur Kataklase der Quarzgerölle führte, nicht leicht zu deuten.

Es ist nun denkbar, daß das Liefergebiet des Nordhelle-Konglomerates mit der erzreichen (hämatitisch-sideritschen) Hochlage identisch ist, die dann im höheren Unterdevon im Gefolge eines submarinen Keratophyr-Vulkanismus aufbereitet, nicht allzuweit forttransportiert und dann bald sedimentiert worden ist. Keratophyr-haltige Konglomerate sind nicht einmal allzu selten im rheinischen Unterdevon, auch das Ufersmühle-Konglomerat enthält keratophyrische Bestandteile in der Matrix. Es stellt sich somit die Frage, ob zwischen solchen – kristallinen? – Hochlagen und dem flachwurzelnden sauren Keratophyrvulkanismus eine ursächliche Beziehung besteht. Zwar vermeint BRINKMANN (1948) in den unterdevonischen Konglomeraten wie auch in den unterkarbonischen einen Einfluß oder eine Mithilfe eines meist sauren Vulkanismus annehmen zu können, doch wie dieser gewirkt haben sollte, läßt er offen: aktiv bei der Hebung der kristallinen (präkambrischen) Massive (z. B. der Mitteldeutschen Schwelle), oder passiv als Transportbegleiter von Grobklastika-Strömen. Die Frage also, was eigentlich der saure Keratophyr-Vulkanismus anzeigt, ist genauso noch unbeantwortet, wie die nach der Art und der Ausbreitung prädevonischer, möglicherweise kaldedonischer Strukturen. Hier könnten gezielte Untersuchungen des Geröllbestandes unterdevonischer Konglomerate sicher noch viele interessante Ergebnisse bringen – ausreichendes Material und weitere Vorkommen solcher Konglomerate sind im Unterdevon des Ebbe-Antiklinoriums vielfältig vorhanden (z. B. SEMERAK 1981).

Die vielen Quarze in den unterdevonischen Konglomeraten lassen nicht nur die Frage nach ihrer Herkunft aufkommen, sondern auch nach dem Material: wo liegen denn eigentlich die Zentren der Quarze? Handelt es sich um Gangquarze aus früh gefaltetem und/oder metamorphisiertem Gebirge, zeigen sie also kaledonische Strukturen an? Wären weitflächig größere Kristallinmassive wie die Mitteldeutsche Schwelle oder das Brabanter Massiv abgetragen worden, müßten in den Konglomeraten auch mehr kristalline oder metamorphe Gerölle auftreten, nicht nur die relativ kleinen Turmalin-haltigen Metamorphite. Quarz ist hart und hat kaum eine Spaltbarkeit, die Ansammlung in fast reinen Quarzkonglomeraten anderer unterdevonischer Konglomerate deutet auf einen weiten Transport hin, die keratophyrischen Weichgerölle und die sehr leicht zerreibbaren Hämatit-Gerölle schließen eben diesen Transport aus.

Da muß es sich wohl beim Nordhelle-Konglomerat um ein „Zweikomponenten"-Gestein handeln, dessen gut gerundete Hartgerölle einem Kristallinhoch entstammen, denen dann aber durch einen örtlichen Vulkanismus aus der k3-Gruppe vulkanische Weichgerölle beigemengt worden sind. Wo dann die transport- und lösungsgefährdeten Eisenerze (Hämatit und Martit/Magnetit sowie Siderit) herkommen, verwirrt die Deutung dieses interessanten Nordhelle-Kongomerates weiterhin.

Hier versagt vorläufig noch die Frage an den prädevonischen Untergrund.

Von einer ganz anderen, leider noch spekulativeren Qualität sind sedimentäre Erscheinungen im nachfolgenden Mitteldevon, speziell in den Schichten der Eifel-Stufe.

Sie werden hier erwähnt, weil sie möglicherweise doch Hinweise auf alte Hochlagen im Sedimentationsraum geben könnten. Die im späteren Kapitel näher beschriebene „Struktur von Müllenbach" hat eine aus dem Rahmen des variszischen Bauplanes herausfallende Umgrenzung: Sie weist eine fast nordsüdliche Richtung auf und ist überdies – und das soll jetzt hier näher beschrieben werden – durch sedimentäre Besonderheiten ausgezeichnet.

Auffällig ist nämlich ein Kranz von Riffkalk-Horizonten, der sich um diese Struktur legt. Diese treten nicht nur in einem bestimmten Horizont auf, sondern erscheinen immer dann, wenn in dem rheinisch geprägten Ablagerungsraum des Schelfbereiches auf eine gröberklastische Sandschüttung eine ruhige Tonsedimentation folgt. Anscheinend boten dann die entandenen Untiefen (Sandbänke, Großrippeln) den Stromatopatoporen oder anderen Korallen eine (bald vorübergehende)

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Tabelle 1. Die mitteldevonische Schichtenfolge im Bereich der Struktur von Müllenbach und die Riffkalk-Horizonte.

Obere Rensselandia-Schichten
Riffkalke bei Dermbach im caiqua-Horizont

untere Reusselandia-Schichten

Grevensteiner Schichten
Riffkalke von Rebbelroth, der Zwergenhöhle, bei Hanfgarten (Gummersbach)

Wiedenester Schichten
Riffkalk von Luttersiefen (westlich Niederseßmar)

Odershäuser Schichten
Riffkalk „Vor der Hardt" (westlich Niedersiefen), bei Bredenbruch und im Rospetal

Freilinger Schichten

Selscheider Schichten
Riffkalk von Loope und Gummersbach

Ohler Schichten
Riffkalkgürtel an der Genkel-Talsperre, bei Badinghagen, Dahl, Niederhagen, Kalsbach, Windhagen, Kotthausen (in Abb. 1 dargestellt)

Mühlenberg-Schichten
Riffkalk am Schöneborn und vom Schieferstein bei Marienheide

Hobräcker Schichten
Riffkalk von Listringhausen

Hohenhöfer/Cultrijugatus-Schichten
Riffkalk nördlich der Genkel-Talsperre

Remscheider Schichten

Hauptkeratophyr

Lebensmöglichkeit, ehe sie von einer nachfolgenden Tontrübe ihrer Lebensbedingungen beraubt wurden.

Dieser Vorgang des Aufwachsens auf (sandigen) Untiefen und baldiger Eindeckung durch toniges Material wiederholte sich während der gesamten mitteldevonischen Ablagerungszeit (Tab. 1) und fand seinen Höhepunkt in der Givet-Transgression, die am deutlichsten am Riffkalk-Komplex von Lantenbach an der Agger-Talsperre (TK 25 Gummersbach 4911, R 14500, H 59000) zu beobachten ist (vgl. JUX 1960, JUX & MANZE 1978). Hier sind in die transgredierenden dunklen Tonsteine der Odershäuser Schichten sogar herzynische Faunenelemente aus dem „offenen Ozean" „eingespült" worden.

Ebenfalls ein beachtenswertes Sedimentärgefüge bietet der mitteldevonische Unnenberg-Sandstein (Eifel-Stufe), doch nur dieser, nicht etwa der ältere Mühlenberg-Sandstein. Im Unnenberg-Sandstein erscheinen nämlich relativ häufig Rutschkörpermassen. Auch diese treten rund um die Struktur häufig auf und sind in den angrenzenden Gebieten nicht bekannt. Sie sind am schönsten im Steinbruch am Unnenberg aufgeschlossen (und deshalb dort auch als Naturdenkmal ausgewiesen) (vgl. JUX 1960, GRABERT 1971, 1992).

Mit diesen Rutschkörpern kann man noch nicht sogleich auf eine sedimentäre Hochlage schließen, von der die Rutschmassen abgeglitten sein könnten. Unterschneidungen an Prielrändern in einem flachen Wattengebiet oder auch Fernwirkungen durch Seebeben gleich welcher Art können die Auslöser für solche Gleitkörper sein.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Auch die stratigraphische Beschränkung auf den Unnenberg-Komplex kann zufällig sein und sich durch den breiten Ausstrich des besonders mächtigen Sandsteinkomplexes im Blattgebiet von Gummersbach erklären.

5. Strukturelle Besonderheiten

Das Ebbe-Antiklinorium besteht aus zwei Teilsätteln: aus dem nördlichen Herscheider Sattel und dem südlichen Kiesbert-Sattel. Das Antiklinorium taucht mit relativ starkem Axialgefälle nach NE und SW – dort besonders steil – ab. Im Norden wird das Antiklinorium von einer streichenden Störung begrenzt, die sich als eine schaufelförmige Aufschiebung des Ebbe-Sattels auf die nördlich vorgelagerte Lüdenscheider Mulde darstellt. Das äußerst steile Achsengefälle nach SW ist durch die fast nordsüd verlaufende Bergische Muldenzone bedingt, der ein „saxonisches" Alter unterstellt wird (GRABERT 1983).

Diese Bergische Muldenzone ist nicht eine einfache Achsendepression, in der mitteldevonische Schichten eingetieft und beidseits von unterdevonischen Strukturen – im Westen vom Bensberger Sattel, im Osten vom Siegen-Müsener Sattel – begleitet werden, sondern es tauchen in dieser Muldenzone vielfältige und dann meist auch stark gestörte, kleine Sättel auf: so z. B. der Bielsteiner Doppelsattel und der Sattel von Marienheide, der wegen seiner Nähe zum größeren Ebbe-Antiklinorium näher betrachtet werden soll. Dieser hat außerdem noch eine Bedeutung wegen seiner Lage innerhalb der sog. Wilbringhäuser Querstruktur, die ganz fremd sich im geologischen Kartenbild darstellt (v. KAMP 1986).

Als „Querhorst von Wilbringhausen" wurde von FUCHS & SCHMIDT (1928) eine sich von NW nach SE erstreckende Hochlage tief-unterdevonischer (Gedinne-) Schichten in einem breiten Ausstrich hoch-unterdevonischer (Ems-) Schichten aufgefaßt. Diese Struktur wäre durch Querverwerfungen (FUCHS & SCHMIDT 1928: 38-39), aber auch durch Überschiebungen (BÖRDING & MILLER 1990: 462) ausgezeichnet und dadurch würde sich auch die Tektonik von der der jüngeren Schichten abheben. In dieser Art ist der „Querhorst von Wilbringhausen" auf der GK 25 Meinerzhagen 4811 (FUCHS & SCHMIDT 1928) und zuletzt noch auf der GK 100 Gummersbach (v. KAMP 1983) dargestellt worden, auch BÖRDING & MILLER (1990: Abb. 1) zeichnen sie so auf. Aber in dieser Form ist die Wilbringhäuser Scholle nicht vorhanden. Insgesamt sind nämlich drei verschiedene Regionen in einer Struktur zusammengefaßt worden, die nur durch das Vorherrschen von Rotschiefern gekennzeichnet sind – und das ist eben der Trugschluß!

Im Gebiet südlich von Kierspe (GK 25 Meinerzhagen) treten nämlich in weiter Verbreitung Rotschiefer zutage, die eben wegen dieser Vorherrschaft als Gedinne aufgefaßt worden sind – ein faunistischer Beweis ist nicht vorhanden. Gedinne-Fossilien hingegen sind – ebenfalls im Blattgebiet von Meinerzhagen – nur in dessen NW-Quadranten westlich der Bauernschaft Schulte-Hedfeld nachgewiesen worden und zwar in der Fazies der Hüinghäuser Schichten – also nicht in den Rotschiefer-führenden Bunten Ebbe-Schichten (BÖRDING & MILLER 1990: 454).

Das Vorkommen von Gedinne-Fossilien (Hüinghäuser Schichten) bei Schulte-Hedfeld gehört aber zum hier stark gestörten und nur noch gering vorhandenen Rest des Südflügels des Ebbe-Antiklinoriums, das im Norden durch die Überschiebung auf die Lüdingscheider Mulde stark ausgedünnt ist.

Im Gebiet südlich von Kierspe hingegen sind keine Schichten mit Hüinghäuser Charakter angetroffen worden, sondern nur reichlich Rotschiefer führende Abfolgen. Die diffizilen ingenieurgeologischen Aufnahmen im Wasserüberleitungsstollen von der Eicker Mühle (im Kerspe-Tal westlich Kierspe) nach Lingese (in das Lingeser Tal zur Auffüllung der Lingeser Talsperre) haben über einer als Remscheider Schichten bezeichneten Folge (im Stollen rund 1290 m) im weiteren Fortschreiten nach Süden (im Stollen 1244 m) Rotschiefer-reiche Schichten (420 m + 226 m = 646 m) angetroffen, die durch „Grauwacken" (wahrscheinlich dunkelgraue Sandsteine mit einzelnen Konglomeratlagen) (350 m + 248 m) begrenzt werden (WIEGEL 1960); sie wurden von ihm als Grenzschichten Unter-/Mitteldevon aufgefaßt und als Hohenhöfer Schichten gedeutet; es bleibt offen, ob noch Teile der nachfolgenden Hobräcker Schichten einzubeziehen sind.

Die im Wasserstollen aufgeschlossene Schichtenfolge zeigt „weitspannige, recht flachwellige Falten, die nur zwischen 1600 und 1800 m durch mehrere Überschiebungen in Schuppen zerlegt sind" (WIEGEL 1960: 112). Das Gedinne (Hüinghäuser Schichten) von Schulte-Hedfeld und die Rotschiefer von Kierspe, die man bisher fälschlich als Gedinne deutete, stehen in keinem stratigraphisch eindeutigen und ungestörten Verband. Sie sind nicht durch einen „Querhorst" zu verbinden.

So weit, so gut. Doch: der für diese Querzone namensgebende Ort Wilbringhausen liegt weder im Gedinne-führenden Norden bei Schulte-Hedfeld, noch im Stollenbereich bei Kierspe, sondern

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

weit im Süden, fast an der Grenze zum benachbarten Blattgebiet von Gummersbach. Und nun die Überraschung: auch hier bei Wilbringhausen treten Rotschiefer auf, doch haben diese kein Gedinne-Alter, auch sind es keine Hohenhöfer Schichten, sondern sie entstammen einer Schichtenfolge, die früher als Rimmert-Schichten bezeichnet wurde und die auch schon von FUCHS (1923) als solche erkannt wurde; heute wird sie als Sieseler Schichten bezeichnet und in das Unterems gestellt.

Und das geht ja wohl nicht, daß man drei verschiedene „Gedinne"-Vorkommen: aus den Hüinghäuser Schichten des Gedinne (die jüngeren Bunten Ebbe-Schichten des Gedinne führen Rotschiefer), den Hohenhöfer Schichten bei Kierspe und den Sieseler Schichte des Unterems bei Marienheide nur wegen der Rotschiefer-Führung in einer gemeinsamen Struktur vereint und sie dann wegen der Fauna von Schulte-Hedfeld in das Gedinne stellt! Verfährt man so, dann bekommt man nämlich eine Struktur quer zum Streichen der Schichten, muß sie dann mit NW/SE-Störungen begrenzen, um sie darstellen zu können. Der Querhorst von Wilbringhausen existiert also nicht! Dennoch ist die Annahme von FUCHS & SCHMIDT (1928), daß beim Ort Wilbringhausen eine tektonische Hochlage vorhanden ist, richtig. Wilbringhausen liegt nämlich sogar ziemlich im Kulminationspunkt eines äußerst stark gestörten, nach SW wie auch nach NE abtauchenden Achsensattels, der als „Sattel von Marienheide" schon erwähnt worden ist (GRABERT 1983: Abb. 1).

In diesem Sattel von Marienheide treten als älteste Schichten die sandsteinreichen Partien der Sieseler Schichten auf, die von einer Folge sandiger Tonsteine mit Rotschiefer-Einschaltungen überlagert werden. Zwischen den Rotschiefern der Hohenhöfer Schichten (Oberems) des Wasserstollens von Kierspe und den Rotschiefern der Sieseler Schichten (Unterems) bestehen keine lagerungsspezifischen Beziehungen derart, daß beide ineinander übergehen, also dem Unterems das Oberems folgt. Wie nämlich die Aufschlüsse im Wasserstollen gezeigt haben (WIEGEL 1960: Abb. 2), fallen die Hohenhöfer Schichten relativ konstant nach Süden ein, die Sieseler Schichten bei Wilbringhausen jedoch nach Norden, wie aus den Aufschlüssen an der Bahnstrecke des Gevershagen ersichtlich ist. Zwischen beiden Rotschiefer-Vorkommen, dem des Wasserstollens und dem des Gevershagen, muß daher eine (streichende) Störung angenommen werden. Diese würde auch erklären, warum im Norden dieser Struktur von Marienheide der Hauptkeratophyr bei Wilbringhausen nicht wie noch auf dem Südflügel des Marienheider Sattels auftritt: der Hauptkeratophyr ist an dieser Störung tektonisch unterdrückt.

Das Ebbe-Antiklinorium und der Sattel von Marienheide weisen – bis auf ihren Größenunterschied – etliche bemerkenswerte Gemeinsamkeiten auf. Es erscheint daher auch legitim, Kenntnisse des einen auf den anderen zu übertragen.

Beide Strukturen sind als Doppelsättel ausgebildet, beide werden im Norden von einer Störung begleitet, an der die tektonische Kulminationszone auf das jüngere Vorfeld aufgeschoben wurde. Bei beiden Strukturen geht im Süden die Sattelflanke in einen relativ ruhigen Faltenbau über, aber auch bei beiden Strukturen werden unter ihren Sattelflanken präsedimentäre Hochlagen vermutet Beim Ebbe-Antiklinorium ist das das magnetische Hoch, das auch auf ein Liefergebiet der kristallin-metamorphen Gerölle hinweisen kann, beim Sattel von Marienheide schließt sich im Süden die aus dem Rahmen des variszischen Streichens herausfallende Struktur von Müllenbach an; diese wird für besondere sedimentäre Erscheinungen verantwortlich gemacht. Daraus wird auf eine verdeckte Hochlage geschlossen. Betrachten wir einmal diese Struktur.

Die nach Süden ausholende „Struktur von Müllenbach" weist eine Nordsüd-Richtung auf, die im variszischen Bauplan ungewöhnlich ist. Diese Struktur wird durch ein fast stets vorhandenes Lager aus Riffkalken – z. B. am Top der Ohler Schichten – deutlich. Die für diese Besonderheit beweiskräftigen tektonischen Meßwerte sind in den vielen Steinbrüchen des Mühlenberg-Sandsteins bei Müllenbach (halbwegs zwischen Marienheide und der Genkel-Talsperre) nachzulesen. Etliche sedimentäre Erscheinungen werden zur Annahme einer Hochlage herangezogen; es sei an den Riffkalkgürtel, wie auch an die Sedimentstrukturen der Rutschkörpermassen erinnert. Ob das zur Kenntlichmachung einer aus der Tiefe wirkenden Hochlage ausreicht, ist Spekulation – aber spekulieren kann man ja einmal.

Der Sattel von Marienheide ist in die jüngere Großstruktur der Bergischen Muldenzone eingebettet, in der schon andere derartige Sattelstrukturen (Bielsteiner Doppelsattel, Stockheimer, Nümbrechter, Nutscheid-Sattel; vgl. GRABERT 1983: Abb. 1) eingeschaltet sind. Stets erweisen sie sich als schmale, meist auch von streichenden Störungen (z. T. Aufschiebungen) begleitete Sattelstrukturen, die relativ rasch nach beiden Seiten abtauchen: es handelt sich um Achsenkulminationen.

Die Großstruktur des Ebbe-Antiklinoriums ist ebenfalls als Doppelsattel ausgebildet, sie besitzt im Herscheider Sattel eine nördliche, im Kiesbert-Sattel eine südliche Kulminationszone; auch

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

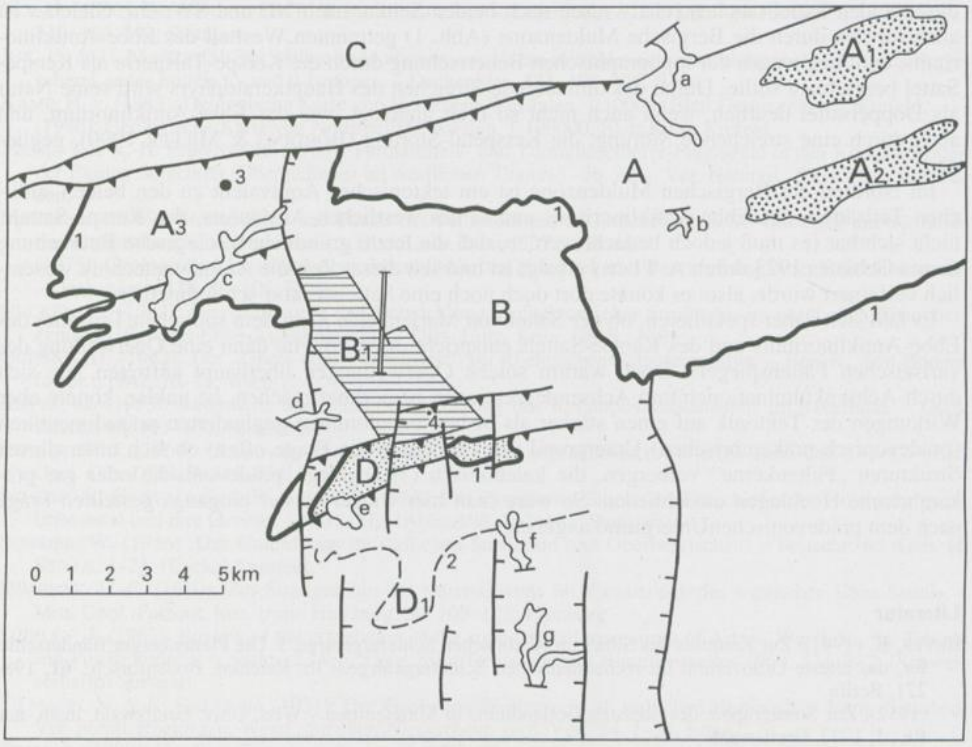

Abbildung 1. Das Ebbe-Antiklinorium und die Bergische Muldenzone: variszisch gefaltet und saxonisch zerlegt

A	:	Ebbe-Antiklinorium
A 1	:	Herscheider Sattel
A 2	:	Kiesbert-Sattel
A 3	:	Kerspe-Sattel (Doppelsattel)
B	:	Bergische Muldenzone
B 1	:	„Wilbringhäuser Scholle" (nach der GK 100), mit dem Wasser-Überleitungsstollen und den dort aufgeschlossenen „Hohenhöfer" Schichten (Rotschiefer)
C	:	Lüdenscheider Mulde
D	:	Sattel von Marienheide (Achsenkulmination)
D 1	:	Struktur von Müllenbach
1	:	Hauptkeratophyr
2	:	mitteldevonischer Riffkalkgürtel in den Ohler Schichten (Eifel-Stufe) (zur Kenntlichmachung der Struktur von Müllenbach)
3	:	Hüinghäuser Schichten (Gedinne) von Schulte-Hedfeld
4	:	der Ort Wilbringhausen (im Sattel von Marienheide) (mit Rotschiefern der Sieseler Schichten)
a	:	Verse-Talsperre
b	:	Fürwigge-Talsperre
c	:	Kerspe-Talsperre
d	:	Lingese-Talsperre
e	:	Brucher Talsperre
f	:	Genkel-Talsperre
g	:	Agger-Talsperre

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

diese beiden Sättel tauchen relativ rasch nach beiden Seiten, nach NE und SW, ein. Gleiches ist auch für den durch die Bergische Muldenzone (Abb. 1) getrennten Westteil des Ebbe-Antiklinoriums, den man wegen der topographischen Beherrschung durch die Kerspe-Talsperre als Kerspe-Sattel bezeichnen sollte. Durch das umlaufende Streichen des Hauptkeratophyrs wird seine Natur als Doppelsattel deutlich, wenn auch nicht so breit angelegt, wie das Ebbe-Antiklinorium, und auch durch eine streichende Störung, die Kerspetal-Störung (BÖRDING & MILLER 1990), gegliedert.

Im Nordteil der Bergischen Muldenzone ist ein tektonisches Äquivalent zu den beiden südlichen Teilsätteln des Ebbe-Antiklinoriums und seines westlichen Ausläufers, des Kerspe-Sattels, nicht sichtbar (es muß jedoch bedacht werden, daß die letzte gründliche geologische Bearbeitung dieses Gebietes 1923 durch A. FUCHS erfolgt ist und seit dieser Zeit die Aufnahmetechnik wesentlich verfeinert wurde, also: es könnte dort doch noch eine Sattelstruktur schlummern!).

Es läßt sich daher spekulieren, ob der Sattel von Marienheide nicht dem südlichen Teilsattel des Ebbe-Antiklinoriums und des Kerspe-Sattels entspricht. Man erhielte dann eine Querwellung des variszischen Faltenspiegels. Doch warum solche Querwellungen überhaupt auftreten, die sich durch Achsenkulminationen und Achsendepressionen bemerkbar machen, ist unklar, könnte aber Wirkungen der Tektonik auf einen stärker als bisher angenommen gegliederten präsedimentären (prädevonisch-präkambrischen) Untergrund sein. So bleibt die Frage offen, ob sich unter diesen Strukturen „Faltenkerne" verbergen, die kaledonisch (?) angelegt, prädevonische oder gar präkambrische Hochlagen umschließen. So wäre man hier wieder an der eingangs gestellten Frage nach dem prädevonischenUntergrund angelangt.

Literatur

BEYER, K. (1941): Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge, I: Die Plettenberger Bänderschiefer, das älteste Ordovizium im rechtsrhenischen Schiefergebirge.– Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**, 198–221; Berlin.

– (1952): Zur Stratigraphie des obersten Gotlandiums in Mitteleuropa.– Wiss. Univ. Greifswald, math.-nat. Rh., **1**, 1–33, Greifswald.

BIERTHER, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen rheinischen Schiefergebirge.– Geol. Rdsch., **41**, 173–181; Stuttgart.

BÖGER, H. (1980): Stratigraphische, fazielle und tektonische Zusammenhänge im Unterdevon des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge) und der kaledonisch-variszische Umschwung. – Mitt. Geol. – Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**, 45–58; Hamburg.

BÖRDING, L. & MILLER, H. (1990): Stratigraphie und Überschiebungsbau des Unterdevons im Westteil des Ebbe-Sattels (Blatt Meinerzhagen, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1990**, 449–469; Stuttgart.

BOSUM, W., H.-J. DÜRRBAUM & W. FENCHEL et al. mult. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisenbezirk. – Beih. Geol. Jb., **90**, 139 S.; Hannover.

BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rdsch., **36**, 56–66; Stuttgart.

DRISLER, J. & W. R. JACOBY (1983): Gravity anomaly and density distribution of the Rhenish Massif. – in FUCHS et al.: Plateau Uplift. – 366–380, (Springer Verlag) Heidelberg.

FRANKE, W., R. K. BORTFELD & M. BRIX et al. mult. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79**, 523–566; Stuttgart.

FUCHS, A. (1923): Geologische Karte von Preußen und benachbarter Länder, 1:25000, Blatt Meinerzhagen 4811; Berlin.

FUCHS, A. & W. E. SCHMIDT (1928): Geologische Karte von Preußen und benachbarter Länder, 1:25000, Blatt Gummersbach 4911; Berlin.

GRABERT, H. (1983): Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Decheniana, **136**, 85–94; Bonn.

– (1971): Der Steinbruch Unnenberg bei Gummersbach. – Sauerländ. Gebirgsbt,, **73**, 5–7; Hagen.

– (1992): Erd- und Landschaftsgeschichte des Oberbergischen. – Veröff. Fuhlrott-Mus., **2**, 94 S.; Wuppertal.

– (1995): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Gummersbach 4911 (2. Auflg.); Krefeld (im Druck).

– & H.-D. HILDEN (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Blatt Eckenhagen (neu Reichshof) 5012; Krefeld.

– & G. STADLER (1980): Eisenerz führende Konglomerate im Unterdevon der Nordhelle/Ebbe-Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**, 123–134; Hamburg.

HAAS, G. J. & THIEDE (1968): Gliederung unterdevonischer Schichten im Bereich des Rimmert (Rheinisches Schiefergebirge, Blatt Kirchhundem und Olpe). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968**, 393–406; Stuttgart.

JENTSCH, S. & V. STEIN (1961): Neue Fossilfunde im Ordovizium des Ebbe-Sattels. – Paläont. Zt., **35**, 200–208; Stuttgart.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge, Teil I/II. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110**, 186–392; Stuttgart.

JUX, U. & U. MANZE (1978): Milieu-Indikationen aus einem mitteldevonischen biohermalen Riff des Bergischen Landes mittels C- und 0-Isotopen. – Decheniana, **131**, 300–324; Bonn.

KAMP, H. v. (1983): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, 1:10000 (Blatt Gummersbach; Krefeld.

– (1986): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, 1:100000, Blatt Köln; Krefeld.

MEISL, S & K.-H. EHRENBERG (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schichten (Obergedinne) im westlichen Taunus. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **99**, 43–64; Wiesbaden.

MEYER, D. (1969): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Bonn; 307 S.; Bonn.

– (1975): Geologischer Überblick über den südöstlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsroute. – Decheniana, **128**, 87–106; Bonn.

ONCKEN, O. (1982): Determinierung und Entwicklung großtektonischer Strukturen im nördlichen Rhenoherzynikum (Beispiel Ebbe-Antiklinorium). – Diss. Univ. Köln, 189 S.; Köln.

QUIRING, H. (1942): Der „Gneis vom Wartenstein" im Rheinischen Schiefergebirge. – Ber. R. Amt Bodenforsch., 1942, 16–23; Wien.

RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Rdsch., **68**, 401–456; Hannover.

RÖSLER, H.-J. (1964): Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Types. – Ber. Geol. Ges. DDR, **9**, 445–454; Berlin.

SCHERP, A., G. STADLER & W. SCHMIDT (1968): Die Pyrophyllit-führenden Tonschiefer des Ordoviziums im Ebbesattel und ihre Genese. – N. Jb. Min. Abh., **108**, 142–165; Stuttgart.

SCHRIEL, W. (1936): Das Unterdevon im südlichen Sauerland und Oberbergischen. – Festschr. 60. Geb. H. STILLE, 1–21, (Encke) Stuttgart.

SEMERAK, H.-C. (1980): Zur Stratigraphie des Unter-Devons im Kernbereich des westlichen Ebbe-Sattels. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**, 109–122; Hamburg.

SHIRLEY, J. (1962): Review of the correlation of the supposed Silurian strata of Artois, Westfalia, the Taunus and Polish Podolia. – Symp. 2. Arb. Tagg. Silur/Devon-Grenze Bonn/Bruxelles 1960, 234–242; (Schweizerbarth) Stuttgart.

TILMANN, N. & K. CHUDOBA (1931): Der Gneis von Wartenstein im südlichen Hunsrück. – Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.ber. Niederrhein. geol. Ver., **24**, 1–24; Bonn.

TIMM, J. (1980): Zur Trilobitenstratigraphie des Silur/Devon-Grenzbereiches im Ebbe-Antiklinorium (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**, 91–108; Hamburg.

WERNER, H.-H. (1952): Geologie der Winterbacher Mulde im südöstlichen Hunsrück. – Geol. Jb., **66**, 627–660; Hannover.

WIEGEL, E. (1960): Zur Stratigraphie und Tektonik der Wilbringhäuser Scholle (Rheinisches Schiefergebirge, Ebbe-Sattel). – Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 105–113; Stuttgart.

ZIEGLER, W. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, 1:25000, Blatt Plettenberg 4713; Krefeld.

ZIEGLER, W., H.-D. HILDEN & K. LEUTERITZ (1968): Die Neugliederung der ehemaligen Rimmert-Schichten im Ebbe-Sattel (Meßtischblatt Plettenberg). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**, 133–142; Krefeld.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Grabert, Haselbuschweg 5, 47804 Krefeld.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Decheniana

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: 148

Autor(en)/Author(s): Grabert Hellmut

Artikel/Article: Fragen des devonischen Deckgebirges an seinen Untergrund (Rechtsrheinisches Schiefergebirge: Ebbe-Antiklinorium) 155-165