

Wirkungen und Unterlager der kaledonischen Orogenese im Rheinischen Schiefergebirge

HELLMUT GRABERT

(Manuskripteingang: 24. April 1999)

Kurzfassung: Die tektonischen Ereignisse der im Nordwesten von Europa in grosser Verbreitung sich erstreckenden Britisch-Skandinavischen (Norwegischen) Kaledoniden sind im Rheinischen Schiefergebirge nur schwach bzw. überhaupt nicht nachzuweisen; daraus ist auf ein Verklingen der kaledonischen Orogenese nach Süden und Osten zu schliessen. Zieht man die Verhältnisse im noch weiter östlich gelegenen Saxothuringikum mit in die Betrachtung ein, so scheinen sich dort keinerlei Hinweise auf eine kaledonische Dislozierung zu ergeben. Dagegen spielen ältere tektonische Ereignisse (assyntische/cadomische) anscheinend eine grössere Bedeutung, die im Rheinischen Schiefergebirge durch radiometrische Daten und durch petrologische Untersuchungen am Geröllbestand unterdevonischer Konglomerate ebenfalls zu diskutieren wären.

Schlagworte: Rheinisches Schiefergebirge, kaledonische Orogenese

Abstract: In Western Europe, mainly in the Rhenish Massif Caledonic movements and events are rare or absent, in contrary of Northwest Europe (British-Skandinavian Mountains). In the Stavelot-Venn Massif the pre-Devonian formations are dislocated, cleaved and intruded by magmatic rocks (tonalites), in the Ebbe anticline this deformations are absent. The activities die out to the South and East. Further to the East in the Central Europe (Saxothuringicum) Caledonian activities are not proved but older orogenetics of Assyntic/Cadomian age. Radiometric measurements and also petrological analyses on pebbles of Lower Devonian conglomerates are listed up, which brings crystalline rocks of Precambrian age in discussion.

Keywords: Rhenish Massif Caledonic orogenesis

Einleitung

Beim Zusammentragen geologischer Daten für eine Geologie von Nordrhein-Westfalen (GRABERT 1998) bereitete die Frage, ob, wo und gegebenenfalls in welcher Stärke und in welcher Verbreitung die kaledonische Orogenese im Rheinischen Schiefergebirge gewirkt hat, einige Schwierigkeiten. Diese Schwierigkeiten liegen zum einen in der geringen Anzahl und Verbreitung von Aufschlüssen prädevonischer, also eventuell kaledonisch gefalteter Schichten begründet, zum anderen an den oft widersprüchlichen Informationen. Schliesslich drängte sich die Frage nach Art und Tektogenese des präkambrischen Unterlagers auf.

Alle bisherigen Daten einmal zusammenzustellen, soll nachstehend versucht werden; dabei werden auch fernere Gebiete wie die des Saxothuringikum mit in die Betrachtung einbezogen.

1. Die Kaledoniden in Nordwest-Europa

Der Name für die kaledonische Orogenese leitet sich vom kelto-romanischen Namen Caledonia für das nördliche Schottland ab; er wurde

erstmal 1888 von E. SUSS verwendet. Die kaledonische Hauptfaltung wird allgemein in zwei grössere orogene Phasen unterteilt. Die ältere, die alkaledonische Phase, umgrenzt das Ordoviz; örtlich werden weitere Einzelphasen genannt, die jedoch weit auseinander liegen. Aus Sibirien wird die Salair-Phase beschrieben, die anscheinend schon im Kambrium eingesetzt hatte, aus Sardinien die sardische und aus den nordamerikanischen Appalachen (Taconic Mountains) die takonische Phase. Die Namen weisen schon auf eine besonders örtlich wirkende tektogenetische Aktivität hin, doch ist eine radiometrisch gestützte Kalibrierung der einzelnen Phasen noch nicht erfolgt.

Die jungkaledonische Phase wird zwischen dem Silur und dem Devon angesiedelt; die Bezeichnung ardennische sowie erische Phase für einzelne orogene Aktivitäten weist ebenfalls auf eine örtliche Bevorzugung in einzelnen Gebieten hin. Gerade die -zugegebenermaßen in den linksrheinischen Ardennen recht wenigen - radiometrischen Angaben zu kaledonischen Erscheinungen (Magmatismus, Metamorphose) lassen das Bild einer längerdauernden

den tektonogenetischen Unruhe im Altpaläozoikum aufkommen, die möglicherweise schon im Kambrium eingesetzt hatte.

2. Die kaledonische Orogenese im Rheinischen Schiefergebirge

Schon der Hinweis, dass das Verbreitungsgebiet der eigentlichen, in Nordwest-Europa (Britisch-Norwegische oder Skandinavische Kaledoniden) vorhandenen Orogenese weitab unseres Betrachtungsgebietes, des Rheinischen Schiefergebirges, liegt, weist diesem eine Randlage zu. Mithin können auch die charakteristischen Kennzeichen jener Orogenese in Nordwest-Europa nicht immer und auch nicht überall im Rheinischen Schiefergebirge erwartet werden. Das gilt für die Art und die Stärke der Tektonogenese ebenso wie für die Sedimentation in den ordovizischen und/oder silurischen Schichten.

Bisher konnte nämlich noch nicht die Frage beantwortet werden, ob das Silur im Rheinischen Schiefergebirge überhaupt jemals abgelagert oder, wenn ja, ob es durch Abtragung wieder entfernt worden ist. Immerhin muss dann mit dem Entfernen einer Schichtmächtigkeit von mehreren hundert Metern gerechnet werden (wofür es bisher keine Anzeichen gibt).

Versucht man nun zu erkennen, wie das Relief im nachmaligen Rheinischen Schiefergebirge vor dem „transgredierenden“ Unterdevon ausgesehen haben mag, so besteht dieses eigentlich immer aus ordovizischen Schichten (meist Caradoc bis Ashgill), niemals jedoch aus silurischen, sieht man einmal von den Grenzschichten Silur/Devon (mit dem Pridol) ab. Dieses Relief muss aber von „Inseln“ gleich welcher tektonischen Entstehung gegliedert worden sein. Sie müssen, ausweislich der Geröllfracht unterdevonischer Konglomerate, kristalline bzw. metamorphe Schichten im Kern enthalten haben. Solche Gesteine sind aus dem Altpaläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges (Kambrium bis Silur) nicht bekannt und müssen folglich präkambrischen Alters sein.

Die dem Ordoviz „transgredierend“ aufsitzenden Schichten aus dem Grenzbereich Silur/Devon zeigen ein allmähliches und anscheinend nicht allzu turbulentes Vorgehen des Unterdevon-Meeres aus dem Süden nach Norden bzw. Nordwesten an. Im südlich gelegenen Ebbe-Antiklinorium liegen die Grenzschichten Silur/Devon in einer marinen Ent-

wicklung vor (vgl. DEGENS et al 1980). Im dortigen Teilsattel von Kiesbert werden diese Ablagerungen durch die „Ockrigen Kalke“ vertreten. Nach Conodonten-Untersuchungen enthält der untere, heute als silurisch (Pridol) aufgefasste Teil dieser Kalke eine *Spatognatus*-Form (*Ozarkodina remscheidensis* ZIEGL.), und der obere, schon unterdevonische Teil eine Form aus der Icriodus-Gruppe (*Caudicriodus woschmidti* ZIEGL.). Darüber folgen die durch Trilobiten eindeutig als unterdevonisch (Gedinne) einzustufenden Hüinghausen-Schichten. Die zu dieser Zeit sehr ausgeprägte marine Situation wird im damaligen Ablagerungsraum des Ebbe-Gebirges im Verlauf des weiteren Unterdevon (= oberes Gedinne) dann zunehmend brackisch und küstennäher. Bis auf vereinzelte Pteraspiden sind aus diesen Schichten keine Versteinerungen bekannt (SCHMIDT 1959).

Diese Verhältnisse halten im weiteren Unterdevon an und wandeln sich zu marinen Verhältnissen erst wieder in der höheren Ems-Stufe (Heisdorfer Fazies) um. Die fluviatile Entstehung des basalen Gedinne-Konglomerates im Hohen Venn sowie die nachfolgende Sedimentation des höheren Gedinne korrespondiert etwa mit den ebenfalls fluviatil beeinflussten Bunten Ebbe-Schichten im Bergischen (Remscheider Sattel) bzw. im Sauerland (Ebbe-Antiklinorium). Die hier vorherrschenden Rotsedimente werden als fluviatil bewegte Schlammmströme eines lateritisch verwitternden Oldred-Festlandes im Nordwesten, vielleicht schon des aufgetauchten Brabanter Massives, gedeutet. Auffällig ist - und bisher auch noch nicht erklärt - die Feststellung, dass im rechtsrheinischen Anteil die Schichten des oberen Gedinne (Bunte Ebbe-Schichten) wesentlich mehr Rotsedimente führen, als die gleichalten aus dem Hohen Venn, was eigentlich wegen der Nähe zum Brabanter Massiv als Lieferant des Verwitterungsmaterials nicht zu erklären ist (SCHMIDT 1952).

Im Hohen Venn ist das unterlagernde Altpaläozoikum (Kambrium bis Ordoviz) nun eindeutig noch kaledonisch gefaltet, während im rechtsrheinischen Gebirge der entsprechende Nachweis dafür nicht deutlich zu erbringen ist. Beide Gebiete wurden jedoch in der späteren variszischen Orogenese noch einmal und dann endgültig (alpinotyp) erfasst; vorhandene ältere Strukturen wurden dabei unterschiedlich überprägt.

2.1. Die Ardennen und das Hohe Venn

Der linksrheinische Teil des Rheinischen Schiefergebirges setzt sich in den Ardennen fort, denen im Norden unter junger Bedeckung das Brabanter Massiv vorgelagert ist. In beiden Einheiten sind altpaläozoische Schichten vom Kambrium bis zum Silur anstehend; sie werden von devonischen Schichten ummantelt. Die Ardennen setzen sich tektogenetisch aus dem nördlich gelegenen Stavelot-Venn-Massiv und den südlich vorhandenen Massiven von Rocroi und Givonne zusammen; dazwischen vermittelt das kleine Massiv von Serpont.

Das Brabanter Massiv bildet zwischen den Ardennen im Süden und dem Westniederländischen Becken im Norden eine ungefähr NW/SE streichende Aufwölbung altpaläozoischer Schichten. Das Massiv umfasst ein weitgehend stark gefaltetes Altpaläozoikum aus Kambrium bis Silur und wird mit einer Winkeliskordanz und unter Ausfall silurischer Schichten gegen ein variszisch gefaltetes Deckgebirge abgegrenzt.

Das Brabanter Massiv ist dann später in die variszische Orogenese einbezogen und somit stark überprägt worden (KRAMM 1982).

Das Brabanter Massiv ist heute weitgehend von jungen Sedimenten bedeckt; daraus ergeben sich wenige verfügbare Daten zur Gesteinsausbildung und Tektonik, so dass diese aus dem benachbarten und zugänglichen Stavelot-Venn-Massiv erschlossen und übertragen werden müssen. Dennoch bestehen zwischen beiden Tektogenen Unterschiede: das Brabanter Massiv ist kaledonisch stärker gefaltet und weist ältere, vermutlich präkambrische Kerne auf. Das würde auch erklären, warum das Brabanter Massiv für die nachfolgenden tektonischen Beanspruchungen ein äusserst stabiles Widerlager bildet, und zwar während der variszischen Orogenese ebenso wie während der alpidisch-saxonischen Dislozierung.

Noch im Brabanter Massiv sowie - südlich davon - im Sattel von Condroz, der schon den Ardennen zugerechnet wird (er liegt südlich der grossen Faille du Midi), sind Ablagerungen des höheren Ordoviz und des Silur bis in das Ludlow hinein aufgeschlossen. Doch schon wenige Kilometer südlich, im eigentlichen Stavelot-Venn-Massiv, fehlt - bis auf das höchste Silur - das Silur. Daraus ist zu folgern, dass während des tieferen Silur (Llandovery und Wenlock) das Gebiet der späteren Ardennen als

„alkaledonische Ardennen-Schwelle“ Abtragungsgebiet gewesen ist. Erst nach der Ablagerung der Salm-Schichten wäre dieses Gebiet gefaltet worden und dann „aufgestiegen“. Nördlich dieser Schwelle lag ein sich vertiefender Ablagerungsraum, die „Nordwesteuropäische Geosynklinale“, an deren Südrand (Brabanter und Condroz-Zone) Silur abgelagert werden konnte. Während des hohen Silur (Ludlow) wurde die Ardennen-Schwelle dann kleiner und/oder verschwand ganz (W. MEYER 1994: 11).

Durch ein System kaledonischer sowie variszischer Störungen, vorwiegend mit starkem Überschiebungscharakter, wird das Brabanter Massiv in seinem Süden begrenzt (Faille du Midi, Faille Bordière, Eifel-Überschiebung). Diese sind jedoch weitgehend erst variszisch angelegt und wurden, da das Brabanter Massiv als extrem starres Widerlager wirkte, auch noch alpidisch-saxonisch erneut beansprucht.

So legten sich die variszischen Faltenstränge bogenförmig um das Brabanter Massiv herum und wurden abgelenkt, wobei grosse Teile des Faltengebirges vom kristallinen Untergrund sich lösten und als Abscherungsdecke gegen das Brabanter Massiv bewegt wurden. Der „Tiefenreflektor“ sowie die Aachener Überschiebung, die in die Faille du Midi nach Westen übergeht, geben Zeugnis von diesen Prozessen (WALTER 1982).

So relativ einfach, da polyglott (vgl. KOCH et al 1990), die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse im ordovizischen Ablagerungsraum entwickelt sind, so schwierig sind Angaben über die - fehlenden - silurischen Ablagerungen zu machen. Diese Tatsache erschwert die Festlegung, ob die (alt)takonische oder die jungkaledonische (ardennische Phase) sich orogen bemerkbar gemacht hat - oder gar beide. Mit Sicherheit ist eine relativ starke, wenn auch nach Süden und Osten rasch ausklingende kaledonische Beanspruchung festzustellen. Hinweise, dass beide in einem kontinuierlichen Prozess mit einer endkaledonischen (= jungkaledonischen) Bewegung wirksam waren, scheinen sich zu verdichten. Hier spielen magmatische Prozesse sowie solche der Metamorphose eine bedeutende Rolle (MICHOT et al 1973).

In der Zeit vom Ordoviz bis in das Unterdevon hinein sind nämlich intermediäre Magmatite in Gängen und Stöcken aufgedrungen; sie wurden früher als Venn-Porphyre bezeichnet,

werden aber heute den Tonaliten zugerechnet (KRAMM & BUHL 1985).

Über das Alter dieser Venn-Porphyre ist viel diskutiert worden, ihr genaues Alter steht immer noch nicht genau fest (vgl. RICHTER 1985, SCHERP 1959). Auffällig ist und bleibt jedoch, dass diese Magmatite ausschliesslich nur in prädevonischen Gesteinen (Revin und Salm) stecken, nirgendwo also devonische Schichten durchschlagen haben. Direkt an Tonaliten entnommene Proben haben bisher noch kein überzeugendes, radiometrisches Alter gebracht, erst auf dem Umweg über tonalitische Auswürflinge in den quartärzeitlichen Aschen von Maaren der Südeifel konnten einigermaßen befriedigende radiometrische Untersuchungen durchgeführt werden. Die dabei ermittelten Werte liegen um 400 Mio. J., was für ein ordovizisches Alter sprechen würde.

Weitere Altersbestimmungen nach der Uran/Blei-Methode an Zirkonen aus Tonaliten des Hilletales haben mit 381 ± 16 Mio. J. ein vergleichbares Alter gebracht; dieser Wert könnte jedoch auch schon auf tiefes Devon hinweisen. Weiterhin haben radiometrische Bestimmungen nach der Rb/Sr-Methode an vordevonischen Phylliten des Brabanter Massives ebenfalls ein ähnliches Alter von 387 ± 20 Mio. J. gebracht, und aus der Bohrung von Grand Halleux im Stavelot-Massiv ist an Dolomiten ein radiometrisches Alter von 397 ± 44 Mio. J. ermittelt worden (FRANSEN & MICHEAUX 1969). Diese magmatische Beeinflussung bzw. Aktivität wird einem synorogenen Plutonismus zugeordnet, der der jungkaledonischen Faltung entsprechen sollte. Die kritische Würdigung dieser Daten lässt aber auch die Vermutung aufkommen, dass die jungkaledonische Orogenese noch bis in das Unterdevon hinein gewirkt haben kann. Es muss auch noch berücksichtigt werden, dass bei den ermittelten Werten auch ein „Mischalter“ vorliegen könnte, da ja die Ardennen mit dem rechtsrheinischen Teil am Ende des Paläozoikum in der variszischen Orogenese noch einmal und zwar sehr stark von tektonogenetischen Prozessen erfasst worden sind, und diese Prozesse könnten ältere Werte „verjüngt“ haben. Jedoch sind stärkere Aufheizungen im Gefolge der variszischen Orogenese nicht anzunehmen, wie aus dem Fehlen synorogener Magmatite dieses Alters geschlossen werden kann.

Für eine mehraktige Deformation könnten auch Beobachtungen sprechen, die an rotierten Granatblasten aus den Salm-Schichten von Ottré im nordwestlichen Stavelot-Massiv gemacht wurden. Ein frühes Parallelgefüge des Gesteins, das im Inneren der Granatkristalle erhalten geblieben ist, könnte eine frühe (kaledonische) Schieferung anzeigen. Danach, also post-kinematisch, wuchsen die Granatkristalle weiter und wurden in einer späteren, postkristallinen Deformationsphase rotiert; diese Rotation wird der variszischen Faltung zugeschrieben (SPAETH 1962). Eine mineralogische Untersuchung scheint diese Auffassung zu bestätigen. Es wurden nämlich aus quartärzeitlichen Aschen des Wehrer, Gemündener und des Pulvermaares der Südeifel Magmatite, vorwiegend Granodiorite, untersucht, deren Krusten-Xenolithe ein radiometrisches Alter von rund 400 Mio. J. aufwiesen; dieses Alter deutet wieder auf die Wende Silur/Devon hin (VOLL 1983). Daraus kann aber nur geschlossen werden, dass in den tieferen Krustengesteinen der Eifel zur damaligen Zeit Aufschmelzungsprozesse stattfanden, die gleichalt mit der Förderung der Venn-Porphyre sind. Das nach der U/Pb-Methode ermittelte radiometrische Alter der Zirkone aus dem Hilletal-Tonalit (381 ± 16 Mio. J.) entspräche dann diesem Ereignis (KRAMM et al. 1985). Danach müsste man aber zur Annahme zweier zeitlich getrennter Eruptionsaktivitäten kommen, einer ordovizischen („altkaledonisch“) und einer silurisch-unterdevonischen („jungkaledonisch“) Orogenese.

Damit wäre nun endlich für die Venn-Porphyre (= Tonalite) das kaledonische Alter, das für sie wegen des Auftretens in Gängen ausschliesslich in vordevonischen Schichten (Revin und Salm) angenommen worden war, bewiesen. So liegt der Schluss nahe, dass im Gebiet der Ardennen die kaledonische Hauptfaltung besonders im Ordoviz doch noch stärker wirkte und die an der Wende Silur/Devon, teilweise noch in das Unterdevon hinein angesiedelte jungkaledonische nur als eine orogene Nachläuferphase anzusprechen ist. Die Venn-Tonalite könnten dann als Magmatite eines synorogenen Magmatismus angesprochen werden. Dennoch ist diese Annahme noch immer umstritten. Mit der Zunahme der radiometrischen Altersbestimmungen stellt sich nämlich heraus, dass im Bereich des Brabanter Massives und der Ardennen während des Altpaläo-

zoikum bis in das Unterdevon hinein eine fast durchgängige magmatische Aktivität mit meist granitischen bis granodioritischen Förderprodukten geherrscht hatte, wenn auch vermutlich mit grösseren zeitlichen Unterbrechungen. Das spricht für eine kontinuierliche tektogenetische Entwicklung in diesem Raum. Die geologisch-sedimentären Erscheinungen scheinen das überdies zu bestätigen, auch wenn fazielle Unterschiede zwischen dem linksrheinischen (Ardennen, Hohes Venn) und dem rechtsrheinischen (Remscheider und Ebbe-Antiklinorium) Gebiet festzustellen und damit zu berücksichtigen sind (vgl. ONCKEN 1989).

Im Hohen Venn liegt bei weitgehendem Ausfall des Silur in weiter Verbreitung ein Konglomerat über altpaläozoischen Schichten, das einen fluviatilen Charakter besitzt und dem oberen Gedinne (Unterdevon) zugeordnet wird; die nachfolgenden weiteren Unterdevon-Sedimente sind dann wieder brackisch-lakustrin bis marin. Im Ebbe-Antiklinorium - auch dort weitgehend unter Ausfall des Silur - liegen die paläontologisch nachgewiesenen Grenzschichten Silur/Devon aber in einer ausgesprochen marinen Entwicklung (Hüinghausen-Schichten) vor. Diese Beobachtung aus beiden Teilen des Rheinischen Schiefergebirges lassen nun Schlüsse auf den Wirkungsbereich der kaledonischen Orogenese zu.

Das Gedinne-Konglomerat ist nur an wenigen Stellen des Venn-Antiklinorium aufgeschlossen: es liegt stets über ordovizischen Schichten. Bei Germeter, auf dem Wege in das Tal der Weissen Wehe, ist an der Katzenhardt (TK 25 Nideggen 5304, R 24140, H 17240) an einem freistehenden, isolierten Felsen das Basis-Konglomerat der Gedinne-Abfolge aufgeschlossen. Dieses fällt mit 50° nach SE ein und liegt diskordant auf flach nach SE einfallenden Schichten des unteren Salm (Ordoviz). Dem Konglomerat parallel ist auch die variszische Schieferung zugeordnet, so dass jenes Konglomerat durch eine planolinare „innere Deformation“ in horizontale Boudinagekörper zerlegt ist. Dieses Konglomerat ist als linsenförmige Ausfüllung eines reliefierten Untergrundes vordevonischen, ordovizischen Alters anzusehen. Es wurde in einem fluviatilen Milieu abgelagert und stellt somit keineswegs ein Basiskonglomerat einer marinen Transgression dar. Dennoch zeigt es die Umgestaltung

des damaligen Ablagerungsraumes zu einem erneut marinen Sedimentationsbecken an, auch insofern, als bisher silurische Abtragungsbereiche zu marinen Ablagerungsbecken umgestaltet wurden.

Von nun an herrschte im Gebiet des nachmaligen Rheinischen Schiefergebirges wieder eine zuerst noch küstennahe, brackische Watt-Sedimentation bis in das höhere Unterdevon (Heisdorf-Schichten, Oberems) vor, die dann anschliessend, besonders im Mitteldevon, in eine marine Schelf-Fazies überleitet. Dieser Prozess des Vorgehens eines Meeres vollzog sich jedoch allmählich. So ist das Gedinne-Konglomerat untypisch für eine Transgression.

Langsam rückt das Unterdevon-Meer, von Süden kommend, auf das kaledonisch gefaltete Brabanter Massiv vor und überflutet die westlichen Ardennen zuerst. Schichten des tieferen Gedinne finden sich nur in der Umrandung des Massives von Rocroi und von Serpont. Das Massiv von Stavelot wurde anscheinend erst im oberen Gedinne vom Meer eingenommen. Das Geröllmaterial des Gedinne-Konglomerates leitet sich naturgemäss zuerst aus dem Anstehenden des Venn-Antiklinorium her; es besteht weitgehend aus Quarziten und Subgrauwacken. Die einzelnen Komponenten sind relativ groß, und es sind solche aus weissen Quarziten bis zu Kopfgrösse gefunden worden (Richelsley südwestlich von Monschau). Aber auch das Vorkommen an der Katzenhardt bei Germeter zeigt noch walnussgrosse Quarzite und Quarze als Gerölle; daraus lassen sich Transportwege ableiten (vgl. NEUMANN-MAHLKAU 1970a,b).

Von besonderer Bedeutung sind jedoch im Geröllspektrum kristalline Komponenten, von denen besonders Metamorphite (Turmalin Quarzite) zu erwähnen sind. Diese Gesteine gibt es im gesamten Altpaläozoikum weder des Brabanter und des Stavelot-Venn-Massives noch in den Antiklinorien des rechtsrheinischen Gebirges. Ihre Herkunft zu enträtseln ist daher von grosser Bedeutung (Kap. 3).

Das Gedinne-Konglomerat kann, entsprechend seiner linsenförmigen Vorkommen, seitlich rasch auskeilen. Über dem Konglomerat liegen - im Norden des Hohen Venn - bis 30 m mächtige rote Schluff- und Sandsteine, vergleichbar denen der Bunten Ebbe-Schichten aus dem Rechtsrheinischen, und weiter bis 20 m mächtige braune Schluffsteine und Arkosen. Auf der Südost-Flanke des Venn-Sattels folgen

über dem Konglomerat bis 15 m mächtige graue bis grünliche Sandsteine (mit den Schichten von Weismes zu vergleichen). In diesen wurde an mehreren Stellen eine reiche marine Fauna aus Trilobiten, Brachiopoden und Muscheln, zu denen noch vereinzelt Crinoiden, Orthoceren, Tentaculiten, Korallen und Ostracoden treten, gefunden, die eine Einstufung in das höhere Gedinne erlauben. Damit wäre das unterlagernde Konglomerat mit grosser Wahrscheinlichkeit auch dem oberen Gedinne zuzurechnen.

2.2. Bergisches Land und Sauerland

Das rechtsrheinische Schiefergebirge wird weitgehend von devonischen, im Norden auch von (unter)karbonischen Schichten eingenommen. Nur in zwei grösseren Aufbrüchen treten auch ältere, vordevonische Schichten zutage. Der bedeutendste Aufbruch liegt im Ebbe-Antiklinorium, das in zwei Teilsättel, in den nördlichen Herscheider und in den südlichen Kiesbert-Sattel, gegliedert ist. Aus dem Kiesbert-Sattel stammen die wichtigsten Informationen zum Prädevon (vgl. KOCH et al 1990). Ein weiterer Aufbruch liegt - etwas nach NW versetzt - im Remscheider Sattel. Auch hier sind, wie im Ebbe-Antiklinorium, prädevonische Schichten aufgeschlossen, nur sind hier die Kontakte der einzelnen Baueinheiten stark gestört. Der im Siegerland gelegene dritte Aufbruch älterer devonischer Schichten, der Müsener Horst, wird hier nicht näher behandelt, da er - bei grösserem Gedinne-Ausstrich - zwar die Grenzschichten Silur/Devon besitzt, nicht jedoch ordovizische Gesteine (SCHREINER 1982).

Im Remscheider Sattel treten zwischen Solingen im Norden und der Wupper im Süden in mehreren, dicht beieinander liegenden Vorkommen prädevonische Schichten aus Ordoviz (mit etwas Silur) zutage; ältere Schichten wie im Hohen Venn sind nicht vorhanden. Die bisher bekannten vier Vorkommen prädevonischer Schichten in diesem Sattel stehen in keinem normalen, d. h. stratigraphisch korrekten Kontakt zum überlagernden Unterdevon, sondern sind stets von Störungen umgrenzt. Da sich die stratigraphischen Verhältnisse weitgehend mit denen des weitaus besser aufgeschlossenen und weniger gestörten Ebbe-Antiklinorium vergleichen lassen, kann auf eine besondere Betrachtung verzichtet werden.

Mit dem Ebbe-Antiklinorium weist das rechtsrheinische Gebirge einen relativ grossen und auch eingehend untersuchten Aufbruch prädevonischer, weitgehend ordovizischer Gesteine auf (vgl. DEGENS et al. 1980, KOCH et al. 1990), jedoch sind noch ältere Schichten wie im Stavelot-Venn-Massiv nicht aufgeschlossen. Die im Ebbe-Gebirge anstehenden ordovizischen Gesteine sind zwar lithologisch etwas anders entwickelt als in den Ardennen, doch bestehen ausweislich der Fauna zwischen beiden Vorkommen keine faziellen Unterschiede, die auf getrennte Ablagerungsräume schliessen lassen. Beide Vorkommen gehören einem einheitlichen Faziesgebiet an, das mit den klassischen Vorkommen Nordwest-Europas und Thüringens kommunizierte. Sie gehören, wie auch die kambrischen Folgen im Hohen Venn, einem einheitlichen, dem Mediterranen Faziesgebiet an, das sich für das gesamte Altpaläozoikum als sehr beständig erweist.

Auch der dritte Aufbruch unterdevonischer Schichten im rechtsrheinischen Schiefergebirge, der Müsener Horst des Siegerlandes, zeigt die Grenzschichten Silur/Devon aufgeschlossen, wenn auch weitgehend untertage. Die Verhältnisse ähneln denen des Ebbe-Antiklinorium, so dass eine Parallelisierung zwischen diesen beiden Aufbrüchen durchgeführt werden konnte (CLAUSEN 1994). Faziell ergeben sich insofern kleinere Änderungen, als die Ockrigen Kalke des Ebbe-Antiklinorium im Müsener Horst anscheinend von „Kiesel- und Eisengallen-führenden“ Schichten der Silber-Folge vertreten werden; die reiche Fauna bestätigt das. Noch unklar ist, ob auch bei Müsen ordovizische Schichten angetroffen worden sind. In den - bisher nur untertage - angeschnittenen „Goldberger Schiefer“ werden von CLAUSEN (1994) Äquivalente des „Grauwackenschiefer- und oberen Tonschiefer-Horizontes der Herscheider Schichten sowie dem Köbbinghausen-Schichten des Ebbe-Antiklinorium“ vermutet. Wie jedoch der Kontakt zwischen den silurischen Köbbinghausen- und den ordovizischen Herscheid-Schichten im Gebiet des Müsener Horstes beschaffen ist, kann nicht mehr festgestellt werden, da die Untertage-Aufschlüsse hierzu in der Grube „Goldberg“ bei Müsen seit deren Stilllegung in den 30er Jahren nicht mehr zugänglich sind.

3. Fragen zum präkambrischen Untergrund

Die mitteleuropäischen Varisziden besitzen oft grössere prädevonische, vermutlich auch präkambrische Gebirgskerne. Sie scheinen nach Osten in den Bereich des Saxothuringikum zuzunehmen, wobei aber auch gleichzeitig eine Abnahme der kaledonischen Beeinflussung zu verzeichnen ist. Das scheint besonders im Erzgebirge vorzuliegen, aber auch im Rhenoherynikum. Dort, im Rheinischen Schiefergebirge, hat aber die kaledonische Orogenese die eindeutige Zuordnung zu älteren, wohl asyntisch (cadomisch) angelegten Strukturen (oder „präkambrischen Inseln“) verschleiert.

3.1. Im Rhenoherynikum

Im Rheinischen Schiefergebirge - für den Harz fehlen noch Angaben - sind kristalline, wohl präkambrische Metamorphite als Gerölle keineswegs nur auf bestimmte stratigraphische Horizonte beschränkt. Im Gegenteil, sie dürften in vielen unterdevonischen Konglomeraten häufiger sein, als bisher bekannt geworden; man hat bisher danach noch nicht systematisch gesucht. Gut bekannt und beschrieben sind solche Metamorphite, insbesondere Turmalin-quarzite, aus dem Basis-Konglomerat des Unterdevon, das das Stavelot-Venn-Massiv ummantelt. Die Herkunft dieser kristallinen Gerölle wird aus dem präkambrischen Kern des Brabanter Massives hergeleitet, obwohl in diesem Massiv noch niemals das Liegende des Altpaläozoikum nachgewiesen worden ist. Da die Turmalin-quarzite aus dem Altpaläozoikum nicht bekannt sind, müssen sie aus einem kristallinen Liefergebiet stammen, und das kann nur ein präkambrisches sein.

Neben dem Brabanter Massiv als Liefergebiet bietet sich auch die Mitteldeutsche Kristallinschwelle im Süden an (vgl. BRINKMANN 1948); diese liegt wohl für unser Betrachtungsgebiet zu weit entfernt. Sie hat aber in anderen Gebieten für paläozoische Konglomerate als Lieferant gedient, so z. B. für die aus dem Hahnenbachtal im südlichen Hunsrück (vgl. hierzu TILMANN & CHUDOBA 1931, QUIRING 1942, BIERTHER 1953, WERNER 1952, D. MEYER 1975) sowie aus dem westlichen Taunus (MEISL & EHRENBERG 1968).

Sind diese alten Massive, das Brabanter Massiv und die Mitteldeutsche Kristallinschwelle, als Lieferant von präkambrischen

Metamorphiten schon seit langem bekannt, so ist das Herkunftsgebiet ähnlicher Metamorphite aus unterdevonischen Konglomeraten des Ebbe-Antiklinorium nicht oder nur sehr vage zu lokalisieren (GRABERT & STADLER 1980). Dort, am südlichen Rande des Ebbe-Antiklinorium, ist bei montangeologischen Untersuchungen eine magnetische Anomalie festgestellt worden (BOSUM et al. 1971), die, wenn auch nicht näher untersucht, als eine „Hochlage“ kristalliner Gesteine in einer unterdevonischen Umgebung gedeutet werden kann. Die magnetische Anomalie könnte nämlich der Lieferant für Magnetit-Gerölle sein, welche die Turmalin-quarzite begleiten. Hier nun ebenfalls ein präkambrisches „Hoch“ - gleich welcher Art und Entstehung - zu vermuten, ist so vermessen wie aufregend und wird dennoch angenommen.

So drängt sich für das devonische Unterlager das Bild eines durch tektonische Hochlagen differenzierten (unter)devonischen Ablagerungsraumes auf, der durch eine kaledonische Orogenese geformt worden ist. Diese Vorstellung verblüfft zuerst, denn um solche Hochlagen erzeugen zu können, ist eine erhebliche tektogenetische Kraft erforderlich, von der bisher für die kaledonische Orogenese im Rheinischen Schiefergebirge nicht ausgegangen worden ist. Sie könnten natürlich auch als sehr alte, schon im Altpaläozoikum vorhandene Hochlagen (kristalline „Inseln“) erklärt werden, doch spricht die sehr einheitliche Sedimentation im Ordoviz eigentlich dagegen; solche Aufragungen müssten sich faziell bemerkbar gemacht haben. Das ist offenbar nicht der Fall, denn die Hochlagen tauchen als Sedimentlieferanten anscheinend erst nach der kaledonischen Endfaltung im (unter)devonischen Ablagerungsraum auf. Wo gehören nun die kristallinen Komponenten der unterdevonischen Konglomerate hin? Bisher ist weder das Kambrium im Hohen Venn oder in den benachbarten Massiven durch Bohrungen ganz durchörtert worden, noch die Art, ob kristallin oder sedimentär, des präkambrischen Unterlagers bekannt. Auch die 3225 m tiefe Forschungsbohrung von Grand Halleux im Stavelot-Venn-Massiv hat noch keine Hinweise darüber gebracht, ob an der Basis des Kambrium jene in vielen Teilen der Alten Schilde und teilweise auch im Untergrund Mitteleuropas wie z. B. im Erzgebirge (BRAUSE 1998) nachgewiesene assyntische (cadomische) Orogenese auch hier im Rhenoh-

herzynikum wirksam war. Folgt man jedoch den seismisch-tektonischen Informationen, die sich bei den Vorbereitungen für eine „Europa 1-Bohrung“ ergeben haben (WALTER 1982), so ist durch einen Reflektor, der als eine Trennfläche zwischen dem auflagernden paläozoischen Sedimentär und einem basalen Kristallin zu deuten ist, erst unterhalb von 4 km Tiefe zu rechnen - wenn die Interpretation stimmt.

Im zentralen England werden zwar Übergangsschichten aus dem Präkambrium in das Biogäikum vermutet (MCILROY et al. 1998), so dass dort die assyntische Orogenese nicht nachzuweisen wäre, doch scheint dies nicht schlüssig. Teile des als präkambrisch aufgefassten Sedimentärs dürften möglicherweise als ein (fossilfreies?) Unterkambrium zu deuten sein.

Andererseits wird die assyntische Orogenese gerade für Mittel- und Westeuropa als eine ausgedehnte Periode aus Tektogenese, Metamorphose und Magmatismus gekennzeichnet (WALTER 1995: 10). Mit den zwischen 650 und 550 Mio. J. dauernden Prozessen ist aber für eine Orogenese ein sehr grosser Zeitabschnitt von 100 Mio. J. angenommen worden, in dem eine Fülle tektonetischer Aktivitäten mit ihren Begleiterscheinungen gewirkt haben kann.

Das ist nun ein langer Zeitraum und es scheint, dass auch nur einzelne Zonen von Mitteleuropa und zu unterschiedlichen Zeiten besonders beansprucht worden sind. Hier werden das Böhmisches Massiv, der Eckergneis des Harzes und die Gneise und Amphibolite am Wartenstein/Hunsrück erwähnt, während dazwischen - örtlich wie auch zeitlich - Subsidenz und Sedimentation fort dauerte.

Die assyntische Orogenese kann daher in Mitteleuropa ein zwar örtlich bedeutendes, jedoch lokal begrenztes Relief geliefert haben, das sich während der Sedimentation des Altpaläozoikum (Kambrium bis Silur) in Hochgebieten und damit als Lieferant der exotischen Fracht mancher (unter)devonischer Konglomerate dargestellt hat. Zu diesen zählen - als sehr auffällig und daher leicht erkennbar - die schon mehrfach erwähnten Gerölle aus Turmalinquarziten.

Solche Gerölle finden sich in vielen, stratigraphisch unterschiedlichen Konglomeraten, sind aber anscheinend auf das Unterdevon beschränkt. Sie sind im Gedinne häufig, scheinen im Siegen zu fehlen und treten dann im

Ems wieder auf. Im Süden des Rheinischen Schiefergebirges scheinen sie häufiger vorzukommen (Hunsrück, Taunus), doch fehlen sie, wie schon mehrfach erwähnt, auch im Nordwesten (Brabanter Massiv) wie auch im zentralen Schiefergebirge (Ebbe-Antiklinorium) nicht. Es will so scheinen, als würden darauf hinzielende Untersuchungen an Geröllen aus (unter)devonischen Konglomeraten noch wesentlich mehr solcher und wohl auch anderer Metamorphite präkambrischen Alters nachweisen.

Das Zusammenvorkommen dieser exotischen Fracht unterdevonischer Konglomerate aus dem Ebbe-Antiklinorium mit vulkanischen Komponenten basischer wie auch keratophyrischer Zusammensetzung (GRABERT & STADLER 1980) muss wohl hier als eine lokale Variante im Bereich der magnetischen Anomalie aufgefasst werden, da diese Art von Geröllen aus den anderen Metamorphit-führenden Konglomeraten (Hunsrück und Taunus sowie Ardennen) nicht bekannt geworden sind. Der Keratophyr-Vulkanismus mag hier im Ebbe-Antiklinorium als Transportmedium gewirkt haben; er besitzt im Sauerland Vor- sowie Nachläufer, das exotische Nordhelle-Konglomerat des Ebbe-Gebirges wird vom dritten Keratophyr-Vulkanismus begleitet (bei insgesamt sechs grösseren Ausbruchphasen, von denen die vierte die bedeutendste ist). Berücksichtigt man die mögliche Ausdehnung der (jung)kaledonischen Orogenese in das Unterdevon hinein, dann können diese sauren Förderungen als deren subsequenter Vulkanismus i. S. von STILLE aufgefasst werden.

3.2. Im Saxothuringikum

Informationen über den prävariszischen und präkaledonischen Untergrund Mitteleuropas sind zwar spärlich, in neuerer Zeit jedoch zunehmend verfügbar. Das gilt besonders für den östlichen Teil des Saxothuringikum (Erzgebirge und Böhmisches Massiv). Es werden dort anhand von radiometrischen Daten Aufheizungen mit Metamorphose-Erscheinungen um 380, 360 und 340 Mio. J. angenommen; in den Zwischenzeiten kühlte sich das Gebirge infolge der Auskristallisation in den Umwandlungsgesteinen wieder ab. Wie weit diese Werte mit denen aus den Ardennen gleichgesetzt werden können, bleibt offen. Sie werden zwar von BRAUSE (1998) den reussischen (intradevoni-

schen), den bretonischen (intra-unterkarbonischen) und den frankonischen (= saalischen, intra-permischen) Phasen der variszischen Orogenese zugeordnet, doch kann dies für das Rheinische Schiefergebirge nicht einfach übernommen werden. Hier macht sich während der devonisch-unterkarbonischen Sedimentation ein „Wandern der Faltung“ von Süden nach Norden bemerkbar, wobei die Sedimente als eine Art von Flysch-Bildung aufzufassen sind, die sich, ausgehend von der Mitteldeutschen Schwelle, in ständiger Umwälzung nach Norden vorschiebt. Eine Tiefenversenkung, wie sie aus Inkohlungswerten abzulesen wäre, hat es für das Flysch-Sedimentpaket nicht gegeben. Dennoch können die aus dem Saxothuringikum mitgeteilten radiometrischen Daten zu Ereignissen im Rheinischen Schiefergebirge in Beziehung gesetzt werden (WOLF 1978).

Auffällig ist nur das Fehlen von radiometrischen Alterswerten aus dem Saxothuringikum, welche auf eine kaledonische Beanspruchung seines Untergrundes schliessen lassen. Ein noch von STILLE (1950) vermutetes kaledonisches Gebirge östlich der Elbe existiere nicht - so BRAUSE (1998: 137). Das würde sich insofern mit den Beobachtungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge decken, dass die kaledonische Orogenese, die ja ihre grösste Verbreitung in Nordwest-Europa und Skandinavien besitzt, nach Südosten und Osten ausklingt, und dies schon innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges (Ebbe-Antiklinorium).

Anscheinend haben aber ältere, also vorkaledonische Orogenesen den gesamten (oder überwiegenden?) mitteleuropäischen Raum umfasst und so ein sehr differenziertes Relief geschaffen. Hierzu zählen assyntische (cadomische) Intrusionen mit einem radiometrischen Alter bis über 600 Mio. J. (HAAKE et al. 1973), die von Nachläufer-Intrusionen zwischen 550 und 530 Mio. J. gefolgt wurden (BRAUSE 1998: 142). Solche hohen Werte sind aus dem Rheinischen Schiefergebirge bisher noch nicht bekannt. Unterstellt man dennoch solche Werte liefernde Ereignisse auch hier, so könnten die intensiven Prozesse besonders der nachfolgenden (jung)kaledonischen und der variszischen Orogenese sie bis zur Unkenntlichkeit überprägt haben.

Was ist daraus zu schliessen?

Es hat in Mitteleuropa nie eine abschliessende und endgültige Konsolidierung zu einem Hoch-

kraton i. S. von STILLE geführt. Es bestand im Altpaläozoikum von Mitteleuropa niemals eine geschlossene Altbaukruste, sondern ein in relativ kleine Schollen zerlegtes und unterschiedlich aufgebautes und daher tektonisch auch nicht stabiles Schollenfeld. Es kann daher auch kaum zu grossräumigen Senkungszone gekommen sein, sondern es herrschte ein Schelfmeer mit benachbarten und tiefliegenden Stillwasserbereichen vor. Der Vergleich mit den rezenten geographischen Verhältnissen in Südostasien mit Inseln, auch vulkanischen, mit Inselbögen, Flachsee-Gebieten und ozeanischen Gräben sowie Tiefwasser-Bereichen ist daher einleuchtend (BRAUSE 1998: 138). Die endgültige tektogenetische Beruhigung dieses auch heute noch nicht endgültig konsolidierten Mitteleuropa - die alpidisch-saxonische Bruchfaltentektonik mit dem tertiärzeitlichen Basalt-Vulkanismus macht das deutlich - ist wohl auf einen ständigen Abfluss von Mantelmaterial zu erklären, der immer wieder das Gebiet von Mitteleuropa einsinken und „geosynkinal“ werden lässt. Warum aber solche Abflüsse erfolgen konnten und wohin diese gingen, ist zu spekulativ und auch andeutungsweise nicht zu diskutieren.

Zusammenfassung

Die kaledonische Orogenese ist im nachmaligen Rheinischen Schiefergebirge in unterschiedlicher Stärke nachzuweisen. Die bisher bekannt gewordenen radiometrischen Daten aus den Ardennen und dem Stavelot-Venn-Massiv (aus dem rechtsrheinischen Anteil liegen noch keine Daten vor) haben Werte zwischen knapp 400 und 380 Mio. J. ergeben; das spricht für eine jungkaledonische Faltung, die möglicherweise noch in das Unterdevon hinein gewirkt hat. Andererseits lässt das Fehlen von Silur im Stavelot-Venn-Massiv und Vorhandensein im Brabanter Massiv den Schluss zu, dass das spätere linksrheinische Gebiet (Ardennen, Stavelot-Venn-Massiv) einer altkaledonischen Orogenese unterworfen war.

Die jungkaledonische Orogenese war verbunden mit einem „synorogenen“ Magmatismus, der sich in Stöcken und Gängen einer tonalitischen Zugsammensetzung („Venn-Porphyre“) äusserte. Die altkaledonische Orogenese hat anscheinend geringere Wirkungen gezeigt und wohl nur dafür gesorgt, dass silurische Ablagerungen nicht oder kaum sedimen-

tiert worden sind. Gerölle aus unterdevonischen Konglomeraten haben bisher noch keine Hinweise auf einen Abtrag solcher Sedimente gebracht.

Die paläogeographischen Verhältnisse, also die Land-See-Verteilung, haben sich im Gebiet des späteren Rheinischen Schiefergebirges anscheinend nicht wesentlich verändert; es blieb bei „geosynklinalen“ Verhältnissen. Die, wie man jetzt annehmen darf, bedeutendere jungkaledonische Orogenese ist dennoch nicht als ein, „relativ engräumiger, episodischer und das Gesteinsgefüge verändernder, nicht reversibler tektonischer Vorgang“ (Geologisches Wörterbuch) zu verstehen, da das Rheinische Schiefergebirge auch weiterhin Ablagerungsraum blieb. Nach einer Phase starker Bodenruhe (fast) orogenen Ausmaßes (mit einem synorogenen Magmatismus) an der Wende Silur/Devon setzt sich die aus dem Altpaläozoikum gewohnte marine, gelegentlich auch küstennahe („mediterrane“) Sedimentation wieder durch. Diese wurde dann sukzessive mit einer Wanderung der Faltungsintensität von Süden nach Norden am Ende des Paläozoikum in der variszischen Orogenese endgültig beendet. Die jungkaledonische Orogenese ist in Mitteleuropa also nur eine tektogenetisch schwache Auswirkung der sehr bedeutenden Endorogenese in den Gebieten der nachmaligen Britisch-Norwegischen Kaledoniden. In diesem Zusammenhang dürfte der weitgehend unterdevonische Keratophyr-Vulkanismus des Bergischen und des Sauerlandes (und wohl auch der „Porphyroide“ im südlichen Rheinischen Schiefergebirge; vgl. KIRNBAUER 1991) als ein saurer, subsequenter Vulkanismus der vorangegangenen jungkaledonischen Orogenese in einem sich fortentwickelnden, küstennahen „Geosynklinalraum“ aufgefasst werden.

Das von der kaledonischen Orogenese unterbrochene „Geosynklinalstadium“ wies ein kräftiges vordevonisches Relief auf, das bis zum Vorhandensein von kristallinen Schwellen (Mitteldeutsche Kristallinschwelle), Kernen in alten Massiven (Brabanter Massiv) oder auch kleineren präkambrischen „Inseln“ (Ebbe-Antiklinorium) reichte. Assynthetische (cadomische) Bewegungen werden für deren Gestaltung herangezogen, wofür es im Rheinischen Schiefergebirge (Rhenohertzynikum) nur wenige, im Erzgebirge und in der Böhmisches Masse (Saxothuringikum) anscheinend häufige Informationen gibt.

Literatur

- BIERTHER, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Geol. Rundsch. (Stuttgart) **41**, 173-181
- BOSUM, W., DÜRRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk. - Beih. Geol. Jb. (Hannover) **90**, 139 D.
- BRAUSE, H. (1998): Varisziden, Cadomiden - und noch älter! - Z. geol. Wiss. (Berlin) **26**, 137-146
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. - Geol. Rundsch. (Stuttgart) **36**, 56-66
- CLAUSEN, C.-D. (1994): Das älteste Unterdevon im Müsener Horst und sein silurisches Unterlager (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). - Cour. Forsch.inst. Senckenberg (Frankfurt a. M.) **169**, 319-327
- DEGENS, E. T., TIMM, J. & WONG, H. K. (Hrsg.) (1980): Rheinisches Schiefergebirge: Ebbe-Antiklinorium - Fazies, Stratigraphie, Tektonik. - Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg (Hamburg) **50**, 284 S.
- FRANSSSEN, L. & MICHEAUX, J. (1969): Étude pétrographique du sondage de Grande Halleux. - Ann. Soc. géol. Belg. (Bruxelles) **92**, 229-240
- GRABERT, H. (1995): Fragen des devonischen Deckgebirges an seinen Untergrund (Rheinisches Schiefergebirge, Ebbe-Antiklinorium). Decheniana (Bonn) **148**, 155-165
- GRABERT, H. (1998): Abriss der Geologie von Nordrhein-Westfalen. - Stuttgart, Schweizerbart, 351 S.
- GRABERT, H. & STADLER, G. (1980): Eisenerzführende Unterdevon-Konglomerate an der Nordhelle/Ebbe-Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge). - Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg (Hamburg) **50**, 123-134
- HAAKE, R., HERRMANN, G., PALCHEN, W. & PILOT, J. (1973): Zur Altersstellung der Granodiorite der westlichen Lausitz und angrenzender Gebiete. - Z. geol. Wiss. (Berlin) **1**, 1669-1671
- KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Geol. Abh. Hessen (Wiesbaden) **92**, 228 S.
- KOCH, L., LEMKE, U. & BRAUCKMANN, C. (1990): Vom Ordovizium bis zum Devon - Die fossile Welt des Ebbe-Gebirges. - Hagen: Verlag v. d. Linnepe, 198 S.
- KRAMM, U. (1982): Die Metamorphose des Venn-Stavelot-Massives, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge. - Decheniana (Bonn) **135**, 121-178
- KRAMM, U. & BUHL, D. (1985): U-Pb-zircon dating of the Hill tonalite, Venn-Stavelot Massif, Ardennes. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart) **171**, 329-337

- KRAMM, V., SPAETH, G. & WOLF, M. (1985): Variscian metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: A new approach of the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart)* **171**, 311-327
- MICHOT, J., FRANSSEN, L. & LEDENT, D. (1973): Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). - *Fortschr. Min.* **50**, Beih. **3**, 107-109
- MCILROY, D., BRASIER, D. & MOSELEY, J. B. (1998): The Proterozoic-Cambrian transition within the „Charnian Supergroup“ of central England and the antiquity of the Ediacara fauna. - *J. Geol. Soc. London (London)* **155**, 401-411
- MEISL, S. & EHRENBERG, K.-H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. - *Jb. nass. Ver. Naturkd. (Wiesbaden)* **99**, 43-64
- MEYER, D. E. (1975): Geologischer Überblick über den östlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsroute. - *Decheniana (Bonn)* **128**, 87-106
- MEYER, W. (1994): *Geologie der Eifel*, 3. Aufl. - Stuttgart, Schweizerbart, 618 S.
- NEUMANN-MAHLKAU, P. (1970a): Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. - *Geol. Mitt. (Aachen)* **9**, 311-356
- NEUMANN-MAHLKAU, P. (1970b): Kristalliner Detritus aus den Psephiten des Eifeliums am Nordrande des Hohen Venns. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (Stuttgart)* **1970**, 163-173
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte grosser Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). - *Geotekt. Forsch. (Stuttgart)* **73**, 215 S.
- QUIRING, H. (1942): Der „Gneis vom Wartenstein“ im Rheinischen Schiefergebirge. - *Ber. Reichsanst. f. Bodenforsch. (Wien)* **1942**, 16-23
- RICHTER, D. (1985): Aachen und Umgebung, Nord-eifel und Nordardennen mit Vorland, 3. Aufl. - *Sammlg. geol. Führ. (Stuttgart, Borntraeger)* **48**, 302 S.
- SCHERP, A. (1959): Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venn. - *Geol. Jb. (Hannover)* **77**, 95-120
- SCHMIDT, W. (1952): Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. - *Z. deutsch. geol. Ges. (Hannover)* **103**, 151-177
- SCHMIDT, W. (1959): Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie im Unterdevon der Rheinischen Geosynklinale. - *Forsch. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld)* **5**, 82 S.
- SCHREINER, M. (1982): Tektonische Verformungsanalysen im Remscheid-Altener Sattel, in der Lüdenscheider Mulde, im Ebbe-Sattel und in der Attendorn-Elsper Doppelmulde. - *Geotekt. Forsch. (Stuttgart)* **63**, 99 S.
- SPAETH, G. (1962): Über rotierte Granatporphyroblasten in Phylliten des Salmien von Ottré (Ost-Ardennen). - *Geol. Mitt. (Aachen)* **3**, 97-105
- STILLE, H. (1950): Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. - *Z. deutsch. geol. Ges. (Hannover)* **100**, 223-266
- TILMANN, N. & CHUDOBA, K. (1931): Der Gneis von Wartenstein im südlichen Hunsrück. - *Sitzber. Niederrh. geol. Ver. (Bonn)* **23**, 21-24
- VOLL, G. (1983): Crustal Xenoliths and their evidence for crustal structure underneath the Eifel volcanic district, in: FUCHS et al.: *Plateau Uplift (Berlin-Heidelberg: Springer)* 339-342
- WALTER, R. (1982): Europe-1: Proposal for a deep test-hole through the Stavelot-Venn anticline, Federal Republic of Germany. - *Public. Natuurhist. Gen. Limburg (Limburg/NL)* **32**, 59-62
- WALTER, R. (Hrsg.) (1995): *Geologie von Mitteleuropa*, 6. Aufl. - Stuttgart, Schweizerbart, 566 S.
- WERNER, H. H. (1952): *Geologie der Winterbacher Mulde im südlichen Hunsrück*. - *Geol. Jb. (Hannover)* **66**, 627-660
- WOLF, M. (1978): Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). - *Z. deutsch. geol. Ges. (Hannover)* **129**, 217-227

Anschriften des Autors:

Prof. Dr. HELLMUT GRABERT, Haselbuschweg 5, 47804 Krefeld

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 2000

Band/Volume: [153](#)

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

Artikel/Article: [Wirkungen und Unterlager der kaledonischen Orogenese im Rheinischen Schiefergebirge 219-230](#)