

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges - mit 1
Abbildung

Grabert, Hellmut

1983

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:30:4-190506](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-190506)

Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges

Hellmut Grabert

Mit 1 Abbildung

(Eingegangen am 11. 2. 1982)

Kurzfassung

Die Bergische Muldenzone ist ein Nordsüd verlaufendes tektonisches Element, das dem mehr NE-SW verlaufenden variszischen Bauplan fremd ist. Dieses Element wird daher als Ergebnis einer jüngeren Beanspruchung angesehen und mit der Bildung der Niederrheinischen Bucht und/oder der Eifeler Nordsüd-Zone in Beziehung gesetzt. – Hinweise auf eine jüngere Beanspruchung des Rheinischen Schildes werden aufgeführt.

Abstract

The „Bergische Muldenzone“ (Bergisch Axial Depression Zone) is a north-south trending tectonical element what seems to be alien in the Variscian foldings. A geologic young stress influence is discussed and this stress can be set in relation to the genesis of the „Niederrheinische Bucht“ (North Rhine Zone) and/or the „Eifeler Nordsüd-Zone“ (Eifelian North-south Zone). – References to a young stress in the Rhenish Massif are shown.

1. Einleitung

Die Bergische Muldenzone ist eine Achsendepression. Sie erstreckt sich zwischen dem Bensberger Großsattel im Westen und dem Siegener Schuppensattel im Osten wie auch zwischen dem Remscheider und dem Ebbe-Sattel im Norden (Abb. 1). Alle Faltenstrukturen tauchen von beiden Seiten unter die Depressionszone ein.

Diese Muldenzone ist dem variszischen Bauplan des rechtsrheinischen Gebirges fremd und daher so auffällig, daß sie schon früher Gegenstand von wissenschaftlichen Betrachtungen wurde, doch hatte man für die „Wiehler Fraktur“ (JUX 1960, S. 356) oder den „Wiehler Bruch“ (DVORAK 1973) mehr sedimentologische oder orogene Ursachen angenommen; ein junges postvariszisches Alter wird erst hier zur Diskussion gestellt. Sie ähnelt damit der Eifeler Nordsüd-Zone, die ebenfalls diese N 15° E-Richtung aufweist, den SW/NE angelegten variszischen Faltenbau spitzwinklig quert und in der postvariszische Sedimente – Buntsandstein – erhalten geblieben sind.

Für ein junges, postvariszisches Alter der Bergischen Muldenzone sprechen einige Besonderheiten wie das Auftreten von Basaltgängen, Verkieselungen von Kalken und Silifizierungen von Sandsteinen, Mineral-Neubildungen durch Zufuhr nicht-„variszischer“ Elemente wie Fluor und Lithium, Terrassen-Verstellungen sowie Änderungen in der normalen Drainage-Richtung. Über diese Erscheinungen wird hier berichtet.

2. Die Bergische Muldenzone

Das rechtsrheinische Schiefergebirge wird ungefähr in seiner Mitte von der Nordsüd verlaufenden „Bergischen Muldenzone“ gequert. Sie ist durch eine ausgeprägte Achsendepression gekennzeichnet. In ihr sind Mitteldevon-Mulden eingesenkt und somit erhalten geblieben. Diese Mulden werden als Oberbergisches Muldenvorland bezeichnet (SPRIESTERSBACH 1942).

Die Bergische Muldenzone wird durch Achsenflexuren mit oft beträchtlichen Neigungswinkeln begrenzt, wird aber auch durch Störungen mit entsprechenden Abschiebungsbeträgen begleitet; sie zeigen sich als zum Achsengefälle homothetisch gerichtete, manchmal gestaffelte Brüche.

Das unterschiedliche Auftreten von Flexuren und Störungen könnte durch stärkere Gesteinsgegensätze erklärt werden, es treten aber einerseits im weitspannig gefalteten Mitteldevon auch Flexuren auf, andererseits sind – ebenfalls im Mitteldevon, z. B. am Westende der Attendorner Mulde – ein Bündel aus zum Faltenachsen-Gefälle homothetisch verlaufenden Störungen ausgebildet. Schließlich sind aber auch im Unterdevon Flexuren vorhanden, z. B. die Denklinger Achsenflexur (Kap. 2.3.). Und zwischen der Waldbröler und der Ruppichte-rother Mulde hat sich die Benrother Querzone ausgebildet, die beide Erscheinungen, Flexuren

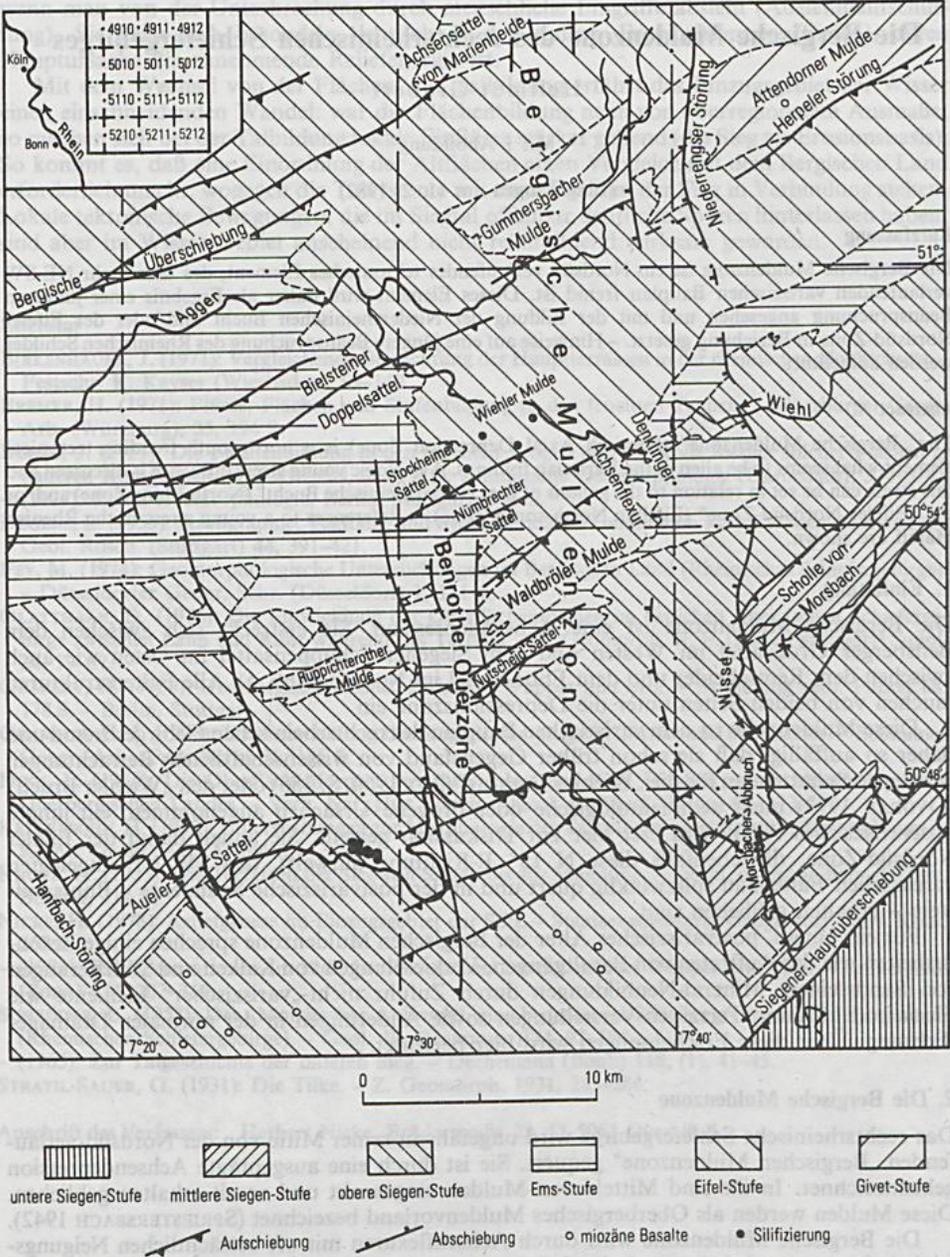


Abbildung 1. Das Untersuchungsgebiet „Bergische Muldenzone“.

sowie homothetische Störungen, aufweist. Eine stockwerksgebundene orogene Tektonik scheint danach nicht vorzuliegen.

Überhaupt ist die Bergische Muldenzone keine gleichmäßig strukturierte, orogen angelegte Achsendepression. Das wird deutlich an der Benrother Querzone, die ein kompliziertes tektonisches Hoch innerhalb der Muldenzone darstellt. Auch im Norden der Muldenzone ist im Achsensattel von Marienheide eine ähnliche Struktur vorhanden, wenn auch annähernd nicht so stark gestört. Innerhalb der Muldenzone sind also auch axiale Hochlagen vorhanden,

die dem allgemeinen Trend des Strukturgefälles zur Mitte der Muldenzone hin entgegenlaufen. Sie sind als orogen gebildete Strukturen nicht zufriedenstellend zu erklären. Einige besonders markante Strukturen werden beschrieben.

2.1. Gummersbacher und Attendorner Mulde

Die Attendorner Mulde ist in ihrem eigentlichen Kerngebiet als Doppelmulde ausgebildet; sie weist ein generelles, wenn auch unterschiedlich steiles Achsengefälle nach NE auf. In ihr schalten sich daher im Osten immer jüngere Schichten – bis hin zum tiefen Namur (HORN 1960) – ein, während sie sich nach SW allmählich aus ihrem untermitteldevonischen Unterlager heraushebt. Im Gebiet der GK 25 Drolshagen 4912 hätte sich ihre Givet-Füllung fast schon herausgehoben, wenn nicht durch N/S-Störungen, die Niederrengser Störung (Abb. 1), Givet-Schichten – und zwar mehrfach – wieder in das heutige morphologische Niveau „heruntergeholt“ worden wären, so daß noch einmal in breitem Ausstrich das Mitteldevon der Gummersbacher Mulde auftreten konnte. Deren Mitteldevon-Füllung hebt sich erst im Bereich der GK 25 Gummersbach 4911 endgültig heraus. Westlich daran schließt sich das Oberbergische Muldenvorland (SPRIESTERSBACH 1942, S. 27) an.

Bemerkenswert an dieser durch die Niederrengser Störung getrennten Gummersbacher Mulde ist deren normales NE-Achsengefälle von rd. 15°, das sie mit der eigentlichen Attendorner Mulde gemeinsam hat; ein gegenläufiges, vielleicht durch Schleppung an Störungen entstandenes Strukturgefälle (wie z. B. Ruppichterother Mulde an der Benrother Querzone) ist nicht vorhanden. Weiterhin weist die Gummersbacher Mulde keine Parallelstruktur wie die Elspe Mulde auf, die von der Attendorner Mulde durch den Dünscheder Sattel getrennt ist. Diese Strukturen sind schon im Blattgebiet von Drolshagen an einer streichenden Störung, der Herpeler Störung, unterdrückt, die sich westlich der Niederrengser Störung noch südlich der Gummersbacher Mulde nachweisen läßt (Abb. 1).

Im Oberbergischen Muldenvorland nehmen streichende Störungen dann verstärkt zu. Diese Störungen beeinträchtigen, gelegentlich sogar unterdrücken die an sich schon schmalen, da steileren Sättel zwischen den einzelnen Mulden, so daß der Eindruck breit angelegter, sich aneinander reihender Mulden entsteht. Anscheinend sind hierbei aber nicht nur laterale Aufschubkräfte wirksam gewesen, sondern auch rotierende, so daß schließlich ein nordvergenter Schuppenbau aus rotierten Halbmulden entstand (BREDDIN 1966); sie gehören zu einem echten Faltungsvorgang und haben ein variszisches Alter.

2.2. Der Schuppenbau im Bergischen Unter- und Mitteldevon

Rotationen einzelner Bauelemente an solchen streichenden Störungen spielen anscheinend eine bedeutsame Rolle. Da die zunächst naheliegende Deutung als streichende Abschiebung – z. B. Konstruktionen von geologischen Schnitten – nicht infrage kommt, sind diese Wiederholungskörper als Schuppen aufzufassen, wobei diese als Ergebnis eines Einengungsvorganges zu deuten sind, bei dem sich die aufgerichteten Schollen an den Schuppenstörungen gegeneinander gedreht haben (BREDDIN 1966, S. 1). Unter diesen Umständen muß der Schuppenbau als ein zweiter, anders gearteter Einengungsvorgang dem orogenen Faltenbau zur Seite gestellt werden. Es handelt sich gewissermaßen um Falten mit nur einem Flügel, deren anderer durch die Schuppenstörung ersetzt wird. Zwischen Schuppenstörung und Überschiebung ist daher streng zu unterscheiden, da es sich mechanisch um zwei ganz verschiedene Störungstypen handelt. Zu den Überschiebungen sind eigentlich nur die großen Störungselemente wie die Bergische Überschiebung oder die Siegener Hauptüberschiebung zu rechnen, während die vielen kleinen vorwiegend als Schuppenstörungen anzusprechen sind, an denen nur Schollenrotationen auftreten.

Streichende Störungen, ob nun als Aufschubung oder als Schuppenbahn ausgebildet, zu erkennen, ist im devonischen Grundgebirge problematisch. Das geht zwar noch relativ gut im Mitteldevon mit seinen deutlichen Gesteinsgegensätzen, das geht aber sehr schwer im indifferenten, schlecht zu gliedernden Unterdevon. Erst die seit den 70er Jahren durchgeführte Spezialkartierung mit ihren gefügekundlichen Daten läßt streichende Störungen im Unterdevon besser erkennen. Dadurch läßt sich aber auch der breite Ausstrich bestimmter stratigraphischer Einheiten auf ein verständliches Maß reduzieren (SCHRÖDER 1969a muß für die obersiegerer Wahnbach-Schichten des Blattgebietes von Eitorf noch mehr als 3000 m annehmen!). Dieses Störungsmuster ist auf die variszische Orogenese zurückzuführen.

2.3. Der Achsensattel von Marienheide

Im Nordteil der Bergischen Muldenzone liegt – zwischen Marienheide und Meinerzhagen – in einem breiten Mitteldevon-Ausstrich der aus unterdevonischen Gesteinen bestehende Achsensattel von Marienheide. Er taucht nach beiden Seiten mit gleichen Beträgen – nach SW bzw. NE – ab, wird von N/S-Störungen durchzogen und anscheinend auch von streichenden Aufschiebungen begleitet.

Das Merkwürdige an diesem Achsensattel ist sein nicht so ohne weiteres erklärbares Auftreten gerade an dieser Stelle, im eigentlichen Tiefgang der Bergischen Muldenzone. Ähnliche Erscheinungen sind in der Muldenzone anscheinend sonst nicht vorhanden, sieht man von der kompliziert gebauten Benrother Querzone (Kap. 2.4.) einmal ab, die überdies in südlicher Fortsetzung des Achsensattels von Marienheide liegt.

Dieser Achsensattel kann zwar auch noch auf einen orogenen Deformationsplan zurückgeführt werden, doch seine strukturelle Besonderheit – ein Achsensattel im Tiefgang einer querenden Achsendepression – läßt schon eher auf eine post-orogene Beanspruchung schließen in der Art, daß ein differenziert gefaltetes Gebirge nachträglich durch eine Depressionszone überprägt worden ist. Noch deutlicher zeigt sich die Fremdheit dieser Muldenzone bei der Betrachtung ihrer Begrenzung.

2.4. Die Begrenzung: Benrother Querzone und Denklinger Achsenflexur

Die westliche Begrenzung der Muldenzone ist durch die Benrother Querzone, die östliche durch die Denklinger Achsenflexur gegeben. Beide gehen in ähnliche und entsprechende Elemente über: die Benrother Querzone in die nach NE abtauchende Faltenstruktur des Wiehler Raumes, und die Denklinger Achsenflexur wird im Osten von der großen Abschiebung der Niederrengser Störung/Morsbacher Abbruch begleitet.

Die **Benrother Querzone** bietet sich als ein annähernd N/S-verlaufender Querhorst aus stark gefalteten Unterdevon-Schichten dar, gegen die die beiden Mitteldevon-Mulden, die Ruppichterother und die Waldbröler Mulde, stoßen. Während im Osten zur Waldbröler Mulde hin generell ein nach NE gerichtetes Achsengefälle zu verzeichnen ist, läßt sich an der am weitesten westlich gelegenen Grenzstörung auch ein südwestliches Achsengefälle feststellen.

Dennoch weist die Ruppichterother Mulde generell ein nach NE gerichtetes Achsengefälle auf. Es wäre daher zu diskutieren, ob nicht auf einen relativ kleinen Bereich beschränkte SW-Achsentauchen im Osten der Ruppichterother Mulde auf eine Schlepplage an der westlichen Begrenzungsstörung der horstartigen Benrother Querzone zurückzuführen ist. Denn auch innerhalb der Querzone ist ein – wenn auch sehr flach geneigtes – NE-Achsengefälle zu beobachten, wie es an der Lindscheider Mulde deutlich wird. Andererseits ähnelt diese Querzone auch wieder dem Achsensattel von Marienheide (vgl. Kap. 2.3.). Ob aber die Ruppichterother Mulde noch zur eigentlichen Bergischen Muldenzone zu rechnen ist, sei dahingestellt. Definiert man nämlich diese Zone als eine weit nach Süden sich erstreckende Achsendepression und läßt als Begrenzung im Osten die Denklinger Achsenflexur und im Westen die Benrother Querzone gelten, dann liegt die Ruppichterother eindeutig außerhalb der Muldenzone. Andererseits treten aber auch östlich wie auch westlich dieser hier enger gefaßten Muldenzone weitere parallele, sicher zusammengehörende Störelemente auf, dem N/S-gerichteten Beanspruchungsplan folgend: im Osten schließt sich der Morsberger Abbruch, im Westen die Mucher Querzone an.

Ungefähr in der Mitte der Bergischen Muldenzone hebt sich ihr Mitteldevon im Osten an der **Denklinger Achsenflexur** heraus; sie wird – rund 3–5 km entfernt – von der homothetischen Abschiebung der Niederrengser Störung/Morsbacher Abbruch begleitet (Abb. 1). Das umlaufende Streichen mit den steil nach SW eintauchenden Faltenstrukturen ist am Burgberg bei Denklingen und im Teil des Hermersdorfer Baches gut zu erkennen; eine zusätzliche Störung im Verlauf dieses N/S-streichenden Tales kann außerdem noch angenommen werden. Andererseits ist auch ein umlaufendes Streichen beidseits des Tales zu verzeichnen, das an der Grenze unterschiedlicher Gesteine angelegt ist: im Westen breiten sich nämlich die kalkhaltigen Tonsteine der Hobracker Schichten aus, im Osten bilden die sandsteinreichen Schichten des unterdevonischen Unterlagers relativ steile Kuppen. Der Hermersdorfer Bach kann daher auch diese der Flexur folgenden lithologische Grenze nachzeichnen.

2.5. Post-orogene Erscheinungen im Bereich der Bergischen Muldenzone

Mineralisation, Vererzung, Gangquarzbildungen sind Erscheinungen, die zu end- oder postorogenen Ereignissen in Beziehung stehen sollen. Solche sind auch in der Bergischen Muldenzone verbreitet und unterscheiden sich nicht von diesen benachbarter Räume. Es steht daher nichts im Wege, sie als Erscheinungen der end-variszischen Deformation anzusehen; ihre stete Symmetrie zu den variszischen Faltenstrukturen macht das auch wahrscheinlich. Dennoch gibt es Erscheinungen, die auf post-variszische Ereignisse bezogen werden könnten. Das ergibt sich allein schon aus der einfachen Frage, warum sich die post-variszische Vertikalbewegungen, wie sie sich im Einbruch der Niederrheinischen Bucht deutlich machen, nicht auch im Rheinischen Schiefergebirge, also warum nicht auch in der Bergischen Muldenzone, bemerkbar gemacht habe. Mit Sicherheit sind solche Störellemente aufgetreten, nur lassen sie sich wegen fehlender oder sehr mangelhafter Bezugspunkte zeitlich nicht fixieren.

Es ist daher nach Erscheinungen zu suchen, von denen ein variszisches Alter unwahrscheinlich, ein jüngerer jedoch wahrscheinlich ist. Dazu gehören Verkieselungs- und Gangquarz-Bildungen auf Störungen, die dem variszischen Bauplan fremd sind, dazu gehören auch Mineralneubildungen mit ungewohnten Elementen, aber auch Anomalien in der meßbaren Geothermik und Änderungen innerhalb des normalen Gewässernetzes, die junge Einflüsse wahrscheinlich machen. So werden nachstehend Silifizierungen vom Typ der „Dicken Steine“ vorgestellt, die auf Nordsüd verlaufenden Störungen aufsitzen, aber auch von Mineralneubildungen durch Lithium- und Fluor-Zuführung berichtet. Schließlich wird auf geothermische Anomalien verwiesen und die eigenartige Laufveränderung im Drainagesystem der Sieg im Mäanderbogen von Dattenfeld erwähnt. Alle diese Erscheinungen zusammengenommen lassen eine nichtvariszische, junge Beanspruchung des Rheinischen Schiefergebirges und speziell der Bergischen Muldenzone zu; ein postvariszisches Alter wird daher angenommen. Schließlich werden auch Beziehungen zur Eifeler Nordsüdzone, in der Buntsandstein-Reste erhalten geblieben sind, angenommen.

2.5.1. Quarzfelse vom Typ der „Dicken Steine“

Unterhalb des Schlosses Homburg (TK 25 Wiehl 5011, r 97680, h 43560) stehen in zwei Gruppen die etwa 5 m hohen Klippen der „Dicken Steine“ an (GRABERT & GRÜNHAGEN 1971). Das Gestein besteht aus einem dichten und zähen, rötlichgrauen Quarzfels, dem zahlreiche Einschlüsse, besonders in der Nähe des Salbandes, aus umgebenem Sandstein der mitteldevonischen Mühlenberg-Schichten eingebettet sind. Diese Quarzfelsen streichen $165-180^\circ$ (= bis N 150° W) und werden von steilstehenden Absonderungsflächen gleicher Richtung durchzogen.

Bei diesen Quarzfelsen handelt es sich um eine gangförmige Ausfüllung im gefalteten Gebirge und ist mithin postorogen. Spezifische Eigenschaften, die an normalen variszischen Quarzgängen nicht zu beobachten sind, lassen die Vermutung zu, daß es sich um eine andere wesentlich jüngere Erscheinung handelt.

Da ist zuerst die besondere Ausbildung des Quarzfelsens zu erwähnen. Die Gangfüllung besteht nämlich überwiegend aus sich eng miteinander verzahnenden Quarzkristallen, die sich zu gröber- bis feinkristallinen Bereichen – je nach ihrer Lage innerhalb des Ganges und ungefähr dem Salband parallel – zusammenschließen. In dieser Gangmasse „schwimmen“ zahlreiche Bruchstücke des umgebenen Sandsteins, deren Anteil zur Gangmitte hin abnimmt. Diese Einschlüsse zeigen verschiedene Stadien der Umbildung und Auflösung (hierzu GRABERT & GRÜNHAGEN 1971).

Quarzfelse vom Typ der Dicken Steine sind bisher zwar nur im Bereich der Bergischen Muldenzone und auch dort nur in den Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten nachgewiesen worden, doch sind Verkieselungen, denen ein post-variszisches, „saxonisches“ Alter (nach einer briefl. Mitt. v. 9. 7. 1981 durch Herrn SCHAEFFER) zugebilligt werden könnte, im Rheinischen Schiefergebirge nicht selten. Wichtig scheinen in diesem Zusammenhang auch daher Mineral-Neubildungen zu sein, denen z. B. Lithium und Fluor zugeführt worden sind. Hierzu gehören das lithiumhaltige Manganerz Lithiophorit, das bisher aus devonischen Sandsteinen nachgewiesen werden konnte, wie aber auch Flußspat, der auf Klüften in Kalksteinen auftritt.

2.5.2. Mineralneubildungen

Durch den Einbau von Lithium in das Mangan-Hydroxid ist als neues Mineral Lithiophorit [idealisierte Formel: $(Al, Li)(OH)_2 Mn O_2$] entstanden, das sich – neben Dickit – in den Silifizierungen vom Typ der „Dicken Steine“ nachweisen läßt. Darüber hinaus wurde Lithiophorit in umgewandelten Hut-Mineralien Eisenspat-führender Gänge gefunden – so bei der ehemaligen Ziegelei Elsenroth (TK Wiehl 5011, r 96150, h 45150) (vgl. hierzu auch GRABERT, REHAGEN & STADLER 1969).

Die Neubildung geht hier mit einem tiefreichenden Zersatz des umgebenden devonischen Nebengesteins einher, so daß dieses in einen hellgrauen, vorwiegend Kaolin, Illit und Serizit, jedoch kaum Montmorillonit führenden Ton umgewandelt worden ist. Dieser intensive Zersatz des devonischen Gesteins kann durch aufsteigende Thermalwässer bedingt sein, welche – bei Elsenroth – einen Erzgang als Aufstiegsweg benutzten und dabei die umgebenden devonischen Tonsteine kaolinisierten. Die relativ enge Umgrenzung der Vertonung in der Ziegelei Elsenroth einerseits, der tiefreichenden, mit einer über 40 m tiefen Bohrung noch nicht durchhörten Vertonungszone andererseits macht ihre azsendente Entstehung wahrscheinlich. Gestützt wird diese Annahme auch durch das Auftreten des Lithium-haltigen Mangan-Hydroxides.

Aufsteigende Thermalwässer, z. B. die von Belecke/Westfalen (FRICKE 1967), enthalten gelegentlich auch relativ hohe Lithium-Werte (in Belecke einige mg/l). Der Lithiophorit z. B. der Dicken Steine neben Schloß Homburg enthält sogar 200 ppm Lithium, wogegen das umgebende Gestein nur wenige ppm Li führt. Die Lithium-Zufuhr muß daher auf eine post-orogene Mineralisation bezogen werden.

Lithiophorit ist auch in anderen Mangan-Verwitterungserzen nachgewiesen worden, z. B. im Unterdevon des Nutscheid-Kammes (TK 25 Waldbröl 5111, r 97 200, h 34 820) und dürfte bei einer systematischen Suche in ähnlichen Vorkommen gerade im Bereich der Bergischen Muldenzone relativ häufig zu erwarten sein.

Ausdruck weiterer jüngerer Mineralneubildungen sind auch flußpathaltige Gänge in mittel- und oberdevonischen Kalksteinen. So konnte aus dem Steinbruch Pack bei Linde (TK 25 Kürten 4909, r 92 120, h 54 490) ein (violett gefärbter) Flußspat nachgewiesen werden; ein saxonisches Alter dieser Mineralisation wird diskutiert (R. SCHAEFFER/TH Braunschweig, briefl. Mitt. v. 9. 7. 1981). Immerhin zeigen solche Hinweise, daß im Rheinischen Schiefergebirge jüngere als variszische Mineralisationen auftreten.

2.5.3. Geothermische Parameter

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ sind vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Dipl.-Geophys. GRUBBE) Untersuchungen zur Wärmeleitfähigkeit sowie zur Wärmestromdichte des Gebirges in eigens dafür niedergebrachten Bohrungen durchgeführt worden mit dem Ziel, Hinweise auf wärmeerzeugende Prozesse zu erhalten, die wiederum Auskunft über den Motor des sich seit der ausgehenden Tertiärzeit um 175 bis 200 m hebenden Rheinischen Schildes geben könnten.

Eine besonders starke Wärmestromdichte-Anomalie ist nun an der Bohrung Helpenstell im Talmäanderbogen von Dattenfeld (Talmäander von Dreisel, vgl. GRABERT 1981) zu verzeichnen (GRUBBE 1980, mdl. Mitt.). Mit einem korrigierten Wärmestromdichte-Wert von $104 \pm 17 \text{ mW/m}^2$ weist sie einen um rd. 40% erhöhten Wert auf (BECK 1977, Dipl.-Met. JOBST, schriftl. Mitt. 16. 12. 1981), der für das Schiefergebirge im Mittel bei rd. $55 \pm 13 \text{ mW/m}^2$ liegt (GRUBBE 1981). Diese beträchtliche Wärmestrom-Anomalie ist jedoch derzeit noch nicht zufriedenstellend zu deuten. Sie könnte zwar auf einen tiefliegenden Intrusivkörper zurückzuführen sein, doch ist ein solcher nach den geophysischen Untersuchungen im Siegerland, in das das der Bergischen Muldenzone noch mit einbezogen ist, nach BOSUM et al. (1971) bis in eine Tiefe von rd. 8 km bisher jedoch noch nicht nachgewiesen. Andererseits kann aus diesen Informationen abgelesen werden, daß anscheinend im Bereich der Bergischen Muldenzone eine gegenüber den übrigen Teilen des Rheinischen Schildes erhöhte Wärmestromdichte festzustellen ist. Sie kann gut mit den jungen Mineralisationen (vgl. Kap. 2.5.2.) im Zusammenhang gesehen werden.

2.5.4. Junge Veränderungen im Drainagesystem

In einem auf wenige Kilometer Laufstrecke beschränkten Abschnitt holt der Sieg-Fluß aus seiner angenäherten E/W-Richtung in einem weit gespannten Bogen nach N aus. Auf dieser Strecke reihen sich Talmäander, Umlaufberge und Altwasser auf, die in dieser Art und Häufigkeit im Rheinischen Schiefergebirge einmalig sind; diese Strecke wird als Talmäander-Bogen von Dattenfeld bezeichnet (GRABERT 1975).

Die Anlage dieses Talmäanderbogens ist älter als die der Hauptterrasse; diese hält sich nämlich schon eng an den Talmäanderbogen des heutigen Siegtales. Auch noch ältere, heute keine Flußabsätze mehr tragende Verebnungsflächen begleiten die Sieg-Talungen (hier sei an die Spurkenbacher Talung erinnert; s. auch GRABERT 1980, S. 124–125). Hingegen weisen die allgemein als pliozän aufgefaßten, vorwiegend aus gut gerundeten, weißen Gangquarzen bestehenden Kiese noch keine Beziehung zum heutigen Siegtal auf. Diese Kiese gehören vielmehr zu einem nach Süden hin entwässernden, heute nicht mehr benutzten Fluß, den SCHRÖDER (1969a, S. 40) als einen frühen Hanfbach auffaßt. Die pliozänen Kiese seien wegen der jungen Hanfbach-Störung (s. Abb. 1) auf einer Tiefscholle erhalten geblieben.

So kann gefolgert werden, daß einstmals auf einer stark verwitterten bzw. zersetzten Hochfläche (Peneplain) die Ur-Sieg in einer Trogfläche (SCHRÖDER 1969b) stark mäandrierend zum Rhein hin abfloß und bei der anschließenden Hebung des Rheinischen Schildes, vermutlich an der Wende Plio/Pleistozän, diese Mäander nach unten in das Gebirge hinein verlegte. Diese Verebnung (oder Durchpausung) von Flachland-Mäandern vollendete sich dann im Pleistozän zu lang ausgezogenen, von Prall- und Gleithängen und sogar Umlaufbergen begleiteten, sog. geführten Talmäandern (LOUIS 1961, GRAMSCH 1978).

Solche geführten Mäander sind jedoch auch in anderen Flußsystemen des rheinischen Gebirges nicht selten und ihre Anlage ist nicht immer deutlich auf junge Einflüsse zurückzuführen. Hier sei nur an den – einzelnen – Mäanderbogen beim Schloß Herrenstein westlich von Schönenberg (TK 25 Ruppichteroth 5110) wie auch der am Rennenberg westlich von Winterscheid erinnert, ebenfalls im Waldbröltal gelegen. Der Bau des devonischen Grundgebirges spielt bei der Geländegestaltung nur eine untergeordnete Rolle (SCHRÖDER 1957, 1969b, S. 28), das Auftreten einer Anzahl von Umlaufbergen, Talmäandern und Flußschlingen im Mäanderbogen von Dattenfeld muß daher eine besondere, auf lokale Einflüsse zurückzuführende Ursache haben, die meines Erachtens in der Anlage der Bergischen Muldenzone zu suchen ist.

Angelegt sein müssen die Flußmäander in einer Zeit, als die Sieg-Drainage noch die Möglichkeit einer starken Mäandrierung besaß. Da heute die Mäander eingetieft im devonischen Grundgebirge verlaufen, in Hartgesteinen aber solche Formen nicht entstehen können, müssen sie zu einer Zeit angelegt worden sein, als die Gesteinsparameter des Grundgebirges für die abfließende Drainage noch keine Rolle spielten. Das kann eigentlich nur zu einer Zeit gewesen sein, als die Entwässerung auf einer wenig reliefierten, tiefgründig verwitterten Peneplain ablief. Außerdem muß auch das Gefälle gering gewesen sein, um ein mäandrierendes Pendeln des Entwässerungsfadens zu ermöglichen. War aber einmal ein Mäander-Muster auf der alten Peneplain angelegt und durch Erosion fixiert worden, wurden diese Mäander zwangsweise immer tiefer verlegt und es kam zur Ausbildung der vom anstehenden Gestein weitgehend unabhängigen Talmäander. Es handelt sich also um vererbte, in das Gebirge hinein gepauste Flachland-Mäander. Ist die Anlage des Talmäanderbogens in die Tertiärzeit hinein zu verlegen, so ist danach noch eine Zerlegung durch Störungen erfolgt.

Der Vergleich von Terrassen-Resten in diesem Flußabschnitt der Sieg zeigt einige Versprünge der älteren Vor-Hauptterrassen-Flächen. So lassen sich solche sowohl an der Eintrittsstelle der Sieg in den Talmäanderbogen von Dattenfeld feststellen, wie auch am Austritt aus diesem: Der „Altenkirchener Sprung“ (GLATTHAAR 1978) verläuft zwar im Gebirgstrreichen, doch ist das Tertiär-Relief um rd. 20 m versetzt, wobei von den jüngeren Terrassenflächen nur die beiden ältesten, altpleistozänen Verebnungen noch verstellt sind; und an der unteren Sieg sind alttertiäre Flächen einesteils durch eine ostwest verlaufende, zum Rhein hin ausgerichtete Trogfläche verbogen, andererseits wird diese an einer nordsüd angelegten Störung ebenfalls um rd. 20 m verworfen (SCHRÖDER 1969b); sie begrenzt übrigens die Benrother Querzone gegen die Ruppichterother Mulde. Der Altenkirchener Sprung muß an der Wende Plio-/Pleistozän eine besonders starke Aktivitätsphase erfahren haben (GLATTHAAR 1976, 1978), die Nordsüd-Störung an der unteren Sieg soll ein miozänes Alter besitzen (SCHRÖDER 1969b, Abb. 1).

Derzeit scheint jedoch eine Beeinflussung dieses Talmäanderbogens – und damit wohl auch der nachvariszischen Bergischen Muldenzone – durch eine jüngere tektonische Aktivität nicht zu erfolgen. Mit der Ablagerung der (unteren) Hauptterrasse sind nämlich ruhige Verhältnisse im Sieg-Drainagesystem eingetreten; diese Terrassen und auch alle jüngeren weisen ein normales Gefälle ohne Versprünge auf (KNUTH 1922, 1923).

3. Die Eifeler Nordsüdzone im Vergleich

In einer Zone axialer Depression reihen sich auch in der Eifel Mitteldevon-Mulden in Nordsüd-Richtung auf; es ist dies die Eifeler Nordsüdzone. Da zur Bergischen Muldenzone Ähnlichkeiten vorhanden sind, sollen beide Zonen miteinander verglichen werden. Nach SCHENK (1937, S. 18) ist die Eifeler Nordsüdzone dadurch ausgezeichnet, daß

(1) die Faltenachsen dem normalen variszischen Faltenbau entsprechend NE/SW streichen, beidseits der Muldenzone jedoch in diese hinein einfallen, teilweise sogar mit randlich stark betonten Flexuren, sowie

(2) post-triadische Bewegungen zu einer Weiterbildung der Depressionszone längs alter Begrenzungen geführt haben (SCHENK 1937, S. 33). Die Erhaltung von Buntsandstein-Schollen beweist dieses.

(3) Schließlich scheint die Nordsüdzone eine Grenze zweier großer Schollen mit unterschiedlich altem Vulkanismus zu sein in der Art, daß die Westscholle weitgehend durch einen tertiärzeitlichen, die Ostscholle hingegen durch einen quartärzeitlichen ausgezeichnet ist (SCHENK, 1937, S. 34).

(4) Die Nordsüdzone hat eine wesentlich größere Erstreckung, als es allein das Auftreten der eingefalteten Mitteldevon-Mulden erkennen läßt; sie ist bis in den Rhône-Graben zu verfolgen (SCHENK, S. 34).

Alle diese Erscheinungen lassen sich auch in ähnlicher Weise an der Bergischen Muldenzone wiederfinden:

(1) Die Achsendepression tritt im Kartenbild (Abb. 1) ähnlich deutlich in Erscheinung, nur daß die Bergische Muldenzone durch N/S-verlaufende Längselemente (z. B. die Benrother Querzone) modifiziert wird. Flexuren sind vorhanden, scheinen aber auch in homothetische Abschiebungen einzulernen.

(2) Post-triadische Erscheinungen sind ebenfalls vorhanden, sie scheinen sogar eine bedeutende Rolle bei der Weiterbildung der Muldenzone gespielt zu haben; hier ist die junge Mineralisation, die Veränderung im Entwässerungsnetz u. a. zu erwähnen.

(3) Auch der Vulkanismus scheint von ihr beeinflußt zu sein in der Art, daß auch sie eine Grenze nachzeichnet zwischen dem – jetzt im Westen gelegenen – quartärzeitlichen Vulkanismus der Osteifel sowie des Neuwieder Beckens einerseits und dem östlich gelegenen miozänen Westerwald-Basalt andererseits.

(4) Ob die Bergische Muldenzone über die Siegener Hauptüberschiebung nach Süden hinaus sich – z. B. bis in die Gegend von Selters oder noch weiter – fortsetzt, ist unklar, könnte aber diskutiert werden. Die Bergische Muldenzone fände dann ebenfalls ihre Fortsetzung im Rhönetal-Graben.

So erhebt sich abschließend die Frage, welche Rolle die Bergische Muldenzone, möglicherweise zusammen mit der Eifeler Nordsüdzone, im Rheinischen Gebirge, insbesondere bei der Hebung des Rheinischen Schildes, spielte.

4. Die Bergische Muldenzone innerhalb des Rheinischen Schildes

Die charakteristische Richtung innerhalb der Bergischen Muldenzone sowie auch ihre eigene ist die nordsüdliche (N 15° W). Damit weist sie eine gewisse Parallelität zur etwas anders streichenden Eifeler Nordsüdzone auf. Diese hat wegen der erhaltenen Buntsandstein-Reste ein nach-triadisches Alter.

Ein solches darf auch für die Bergische Muldenzone angenommen werden, denn auch hier sind post-orogone Erscheinungen bis hin zu Beeinflussungen junger Entwässerungsrichtungen.

Damit deuten alle Beobachtungen darauf hin, daß im Rheinischen Schiefergebirge größere Struktureinheiten vorhanden sind, die nicht nur auf eine variszische Deformation zurückzuführen sind. Der Rheinische Schild bietet sich keineswegs als ein geschlossenes Tektogen dar, sondern es zeichnen sich in ihm nicht-variszische, mit auffälligen Erscheinungen (Kap. 2.5.)

gekoppelte, vorwiegend Nordsüd gerichtete Senkungszone ab. Ihnen wird daher ein post-orogenes, geologisch also junges Alter zugesprochen, das letzten Endes mit der Hebung des Rheinischen Schildes zusammenfällt. So kann man diese Nordsüdzone (N 15° W) in einer Beziehung zur Ausbildung der Niederrheinischen Bucht sehen (AHORNER 1975, HESEMANN 1971, TEICHMÜLLER 1974). Der Rheinische Schild macht zwar zum Einsinken dieser Bucht eine entsprechende Hebung durch, doch vollzieht sich diese eben nicht gleichmäßig: Parallel zur Niederrheinischen Bucht haben sich im Rheinischen Schild Senkungszone ausgebildet – die Gründe lassen sich aber durch die oberflächennahen Strukturen und Erscheinungen nicht erkennen.

Literatur

- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. – *Tectonophysics*, **29**, 233–249, 5 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- BECK, A. E. (1977): Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat-flow means. – *Tectonophysics* **41**, 17–39.
- BOSUM, W., DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCHE, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und Geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – *Beih. Geol. Jb. (Hannover)* **90**, 139 S.
- BREDDIN, H. (1966): Der Schuppenbau von Lindlar bei Köln (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Mitt. (Aachen)* **7**, 1–44.
- DVORAK, J. (1973): Die Quergliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antiklinoriums. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart)* **143**, 133–152.
- FRICKE, K. (1967): Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – *Geol. Jb. (Hannover)* **84**, 735–754.
- GLATTHAAR, D. (1976): Die Entwicklung der Oberflächenformen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge zwischen Lahn und Ruhr während des Tertiärs. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl. (Berlin/Stuttgart)* **24**, 79–87.
- (1978): Tertiäre und pleistozäne Oberflächenformung nördlich und südlich der Sieg und Folgerungen für die Lokalisierung und Datierung von Vertikalbewegungen. – *Protokoll üb. die Geländebegehung im Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“*, Manusk., 27–30, 2 Abb., Bonn-Bad Godesberg.
- GRABERT, H. (1975): Der Talmäander-Bogen der Sieg zwischen Au und Eitorf (Rheinisches Schiefergebirge). – *Decheniana (Bonn)* **127**, 145–156.
- (1980): Oberbergisches Land zwischen Wupper und Sieg. – *Sammlg. geol. Führ.*, **68**, 178 S.; Berlin/Stuttgart.
- (1981): Der Umlaufberg von Dreisel im Siegtal bei Dattenfeld (Rheinisches Schiefergebirge). – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln* **41**, 69–82.
- & GRÜNHAGEN, H. (1971): Die „Dicken Steine“ von Schloß Homburg im Oberbergischen. – *Decheniana (Bonn)* **123**, 319–324.
- REHAGEN, H.-W., & STADLER, G. (1969): Tertiär und Quartär im südlichen Oberbergischen (rechtsrheinischen Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld)* **17**, 279–292.
- GRAMSCH, H.-J. (1978): Die Entstehung des Siegtales im jüngsten Tertiär und im Quartär. – *Bochum. Geograph. Arb.* **31**, 196 S. – Bochum.
- GRUBBE, K. (1981): Geothermische Untersuchungen im Rheinischen Schild. – *Protok. üb. das 4. Kolloquium im Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“*: 64–71. – Bonn-Bad Godesberg.
- HESEMANN, J. (1971): Die Diskrepanz in der Fortsetzung der paläogeographischen und lagerstättenkundlichen Einheiten im links- und rechtsrheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (Stuttgart)* **1971** (2), 92–94.
- HORN, M. (1960): Der erste Nachweis von Oberkarbon in der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld)* **3**, **1**, 301–302.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart)* **110**, 186–392.
- KNUTH, H. (1922): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. – *Centr. bl. Min. (Stuttgart)* **1922**, 336–344.
- (1923): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. – *Beitr. Landeskd. Rheinld. (Leipzig)* **4**, 112 S.
- LOUIS, H. (1961): *Allgemeine Geomorphologie*. 2. Aufl., 355 S. – Berlin (W. de Gruyter).
- SCHENK, E. (1937): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmulden-Zone in der Eifel. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst. (Berlin)* **58**, 1–36.

- SCHRÖDER, E. (1957): Der „Morsbacher Abbruch“ – eine bedeutsame Schollengrenze im Oberbergischen (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. (Hannover) 74, 97–104.
 – (1969a): Erläuterungen zum geologischen Blatt 5210 Eitorf. – 92 S.; Krefeld.
 – (1969b): Alter und Entstehung der rechtsrheinischen Troglflächen zwischen Agger und Sieg. – Decheniana (Bonn) 122, 21–29.
 SPIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies, Faunen). Abh. Reichsamt Bodenforsch. (Berlin) NF 203, 219 S.
 TEICHMÜLLER, R. (1974): Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht, in: Appr. Tectogen, Sci. Rep. (Stuttgart) 8, 269–285.

Geologische Karten 1: 25000 (GK 25)

4811 Meinerzhagen	FUCHS 1923
4911 Gummersbach	FUCHS & SCHMIDT 1928
4912 Drolshagen	GRABERT 1968
5010 Engelskirchen	JUX 1982 (in Druckvorbereitung)
5011 Wiehl	GRABERT 1970
5012 Eckenhagen	GRABERT & HILDEN 1972
5110 Ruppichteroth	GRABERT & SCHRÖDER 1980
5111 Waldbröl	GRABERT 1980
5112 Morsbach	VOGLER 1968
5210 Eitorf	SCHRÖDER 1969
5211 Weyerbusch	GRABERT & HAMMLER 1981 (in Druckvorbereitung)
5212 Wissen	QUIRING 1934

Anschrift des Verfassers: Professor Dr. Hellmut Grabert, Geologisches Landesamt NW, Postfach 1080, D-4150 Krefeld.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1983

Band/Volume: [136](#)

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

Artikel/Article: [Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges 85-94](#)