

Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil I

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Das bisher gültige Strukturmodell des mesozoischen Deckgebirges der Trierer Bucht (Südeifel) hat über viele Jahre hinweg tragfähige Ergebnisse geliefert. Es war generell Dehnungstektonik angenommen worden; bislang sind denn auch ausschließlich Abschiebungen angetroffen worden. Bei der relativen Absenkung gegenüber den umgebenden paläozoischen Massiven bildeten sich drei, im devonischen Sockel vorgegebene, alt angelegte Richtungssysteme ab. Sie streichen NNE-SSW, Nordost-Südwest und ENE-WSW. Die weit durchhaltenden und großräumigen Hoch- und Tiefstrukturen dieser drei Richtungssysteme sind schon im Mesozoikum mobil gewesen.

In den letzten 15 Jahren ist dieses tektonische Konzept durch neuere Geländeaufnahmen überwiegend bestätigt worden. Bei Flächenkartierungen im Zentral- und Nordwest-Teil der Trierer Bucht konnten schon bekannte Einzelstrukturen konkretisiert, in größerer Ausdehnung nachgewiesen oder in ihrer Position bzw. Ausprägung modifiziert werden. Im westlichen deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet wurden zuvor nicht bekannte, relativ junge Nordwest-Südost-streichende Abschiebungen nachgewiesen. Sie entstanden bei der relativen Absenkung des Südwestens (Pariser Becken) gegenüber einem Hebungsgebiet in der Osteifel. Damit verbunden war auch die verstärkte Mobilität West-abschiebender Nord-Süd-Störungen.

Allerdings fanden sich auch Hinweise auf eine gewisse kompressive Beanspruchung des Deckgebirges. Dies sind etwa (sub-)horizontale Harnischstriemungen, die im Untersuchungsgebiet – im Gegensatz zur Kylltalregion im Südosten der Trierer Bucht – vergleichsweise selten auftreten. Ferner erscheinen eng gescharte, nahezu saiger orientierte Störungsflächen, die nur geringe vertikale Versatzbeträge zeigen. Im Dünnschliff eines stark deformierten Sandsteins fanden sich spröde, korndurchsetzende Frakturierungen. Auffällig sind auch bogig begrenzte, an Pull-apart-Strukturen erinnernde kleine Grabenschollen in den geologisch-kartographisch gut erfassten Muschelkalk- und Keupergebieten bei Oberweis.

Eine tektonische Ausdeutung der Gesamtbefunde (Teil II, nächster Jahresband) muss die Mehrphasigkeit der im Tertiär und Quartär angreifenden kompressiven Beanspruchungen berücksichtigen und unterschiedlich konfigurierte Deformationsprozesse differenzieren. Die diesbezüglichen, in der Literatur vorhandenen Ergebnisse aus benachbarten Regionen (Oberrheingraben, Burgund, Rheinisches Schiefergebirge, Rurgraben) liefern dazu wesentliche Hilfestellungen.

Abstract: The tectonic working model concerning the mesozoic series of the Trier Embayment (Southern Eifel) had provided useful results since many years. Generally extensional downfaulting tectonics had been assumed, based on the fact that only nor-

mal faults have been observed. Caused by the downwarping of the Trier Depression in relation to surrounding paleozoic massifs (Ardennes, Eifel, Hunsrück) fault zones of three directional systems were activated. They were inherited from the Devonian basement and show NNE-SSW, NE-SW and ENE-WSW directions. The large and widely continued horst and graben structures of these three directional systems have even been mobile in mesozoic times.

During the last 15 years this tectonic concept has been mostly confirmed. A revisionary geologic field mapping covered the central and the northwestern parts of the Trier Embayment. As a result long since known structural elements could be specified. In other cases structural elements could be modified in length and position. In the west, at the border to Luxemburg, relatively young NW-SE striking additional normal faults were documented. They were generated during the late cenozoic uplift of the eastern Eifel region whilst the southwestern area (Paris Basin) subsided relatively. These motions also caused increased activity of westward throwing North-South striking faults.

On the other hand some indications for compressional stresses could be observed. These indications comprise subhorizontal slip striations. In outcrops along the Kyll valley in the southeast these phenomena are quite abundant. In the studied area however they have been found ever since only twice. Moreover nearly vertical dipping fault planes, more or less crowded, with only minor vertical throw can be found. A thin section of a strongly tectonized sandstone proved brittle deformation. Even the quartz grains are fractured. Small arch-shaped grabens are noticeable as well, situated in the Muschelkalk and Keuper areas near Oberweis. They resemble to pull-apart structures.

A reconstruction of the structural evolution (part II, next issue) has to take into account the succession of several cenozoic tectonic events. Hence, changing paleostress fields and a relative chronology of motions have to be regarded. Published results from adjacent areas (Upper Rhine Graben, Burgundy, Rhenish Massif, Roer Valley Graben) on the matter support the understanding of the successive local stress patterns.

Inhalt

Teil I

1. Einführung
2. Grundlegende Kenntnisse zur Tektonik der Trierer Bucht
3. Weitergehende strukturelle Ergebnisse
 - 3.1. Neue Befunde zum bisherigen Modell
 - 3.2. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen
4. Zur Differenzierung von unterschiedlichen Scherbeanspruchungen

Schriften

1. Einführung

Die derzeit noch gebräuchlichen amtlichen Geologischen Karten 1 : 25 000 (GK 25) der zentralen und nordwestlichen Trierer Bucht sind etwa 100 Jahre alt. Sie entstammen der um 1900 durchgeführten Kartierung der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt Berlin (GREBE 1887–1891, LEPPLA 1908). Die ihnen beigegefügt geographischen, lithologischen und tektonischen Informationen beschränken sich auf sehr knappe Erläuterungstexte, meist sind es 12 bis 18 Seiten pro Kartenblatt. Anschließend folgte eine lange Zeitspanne ohne weitergehende geologische Erkundung dieser Region. In den Achtziger Jahren des 20. Jahrhunderts trugen dann mehrere Di-

plomkartierungen der Universitäten Bochum und (in geringerem Umfang) Trier dazu bei, den geologischen Kenntnisstand zu erweitern. Meist blieben diese Kartiererergebnisse jedoch unveröffentlicht (vgl. NEGENDANK 1983).

Maßgeblich aus den preußischen GK 25-Blättern wurden später zunächst die GÜK 100 des südwestlichen Schiefergebirges (WAGNER et al. 1983) und schließlich die von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover herausgegebene GÜK 200, Blatt CC 6302 Trier zusammengestellt (ZITZMANN & GRÜNIG 1987). Darauf basierend entstand auch die Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1: 300 000 (DITTRICH et al. 2003). Diese beinhaltet zwar eine modernisierte Legende, blieb aber noch ohne Berücksichtigung von Neukartierungen gegenüber der GÜK 200.

Entsprechend veraltet war auch der Kenntnisstand hinsichtlich der Tektonik dieser Region. Zu Verwerfungen und ihren Versatzbeträgen finden sich in den sehr kurz gehaltenen Blätterläuterungen (GREBE 1887–1892, LEPPLA 1908) – wenn überhaupt – nur einige knappe Notizen zu punktuellen Beobachtungen. Eine flächenhafte Darlegung der Lagerungsverhältnisse gab es nicht, auch fehlte jede räumlich-geometrische Kontrolle der zweidimensionalen Kartendarstellungen. Dies ist allerdings der noch wenig entwickelten geologischen Methodik der damaligen Zeit zuzuschreiben.

Seit 1993 findet die flächenhafte geologische Neuaufnahme des mesozoischen Deckgebirges durch das Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (bis 2002 Geologisches Landesamt) statt (vgl. dazu DITTRICH et al. 1997). Die Kartierarbeiten erfolgten in Kooperation mit den Universitäten Bonn und Kiel. Sie stützten sich auf eine wesentlich bessere topographische Grundlage und eine modernisierte stratigraphische Gliederung. Begonnen wurde auf den deutsch-luxemburgischen TK 25-Grenzblättern 6103 Wallendorf und 6104 Bollendorf. Später folgten die Blätter 6004 Oberweis, 6003 Mettendorf, 6005 Bitburg und 6105 Welschbillig. Diese Neuaufnahme umfasste auch eine recht detaillierte Erfassung der tektonischen Gegebenheiten. Mit dieser Datenbasis besteht nunmehr die Möglichkeit einer zusammenfassenden Darstellung, die über die Deutungsansätze der bisherigen Literatur hinausgeht.

Der entsprechende Wissenszuwachs soll im Folgenden dargelegt werden. Aus arbeitstechnischen Gründen (Kap. 3.) und aufgrund des Volumens der Gesamtpublikation kann in diesem Jahresband zunächst nur eine Darlegung der grundlegenden tektonischen Gegebenheiten der Trierer Bucht und der neueren Datenbasis erfolgen, ergänzt durch Grundzüge der kinematischen Entwicklung des regionalen Umfeldes (Kap. 4.). Die konkrete Abhandlung verschiedener scherender Bewegungsphasen wird dann im nächsten Jahresband abgedruckt werden:

Inhalt Teil II (Vorschau)

5. Rekonstruktion von Bewegungsabläufen

5.1. Sinistrale Bewegungen

5.2. Dextrale Bewegungen

6. Zusammenfassende Ausdeutung

7. Ausblick

Schriften

2. Grundlegende Kenntnisse zur Tektonik der Trierer Bucht

Die Südwest-Nordost streichende, flach nach Südwesten hin geneigte Tiefstruktur der Trierer Bucht ist ein Nordost-Ausläufer des von meso- und känozoischen Serien aufgebauten Pariser Beckens. Sie liegt in der südlichen Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone, einer etwa Nord-Süd-streichenden, bereits gegen Ende der variskischen

Orogenese entstandenen Depressionszone zwischen den Ardennen im Westen und der Eifel sowie dem Hunsrück im Osten. Geographisch wird die Trierer Bucht auch als Südeifel bezeichnet.

Das devonische Grundgebirge dieser Region ist variskisch gefaltet und bruchtektonisch überformt worden. Ihm liegt das aus Gesteinsabfolgen der Trias und des unteren Jura aufgebaute Deckgebirge diskordant auf. Die Zerblockung des Devonsockels pauste sich bei nachfolgenden Bewegungsphasen in das auflagernde Deckgebirge durch. Bei den vergleichsweise schwachen vertikalen Relativbewegungen der nachvariskischen Ära entstand in der Trierer Bucht eine in Horst- und Grabenzonen untergliederte Bruchschollenlandschaft, deren Richtungsmuster durch das tektonische Inventar des Grundgebirges vorgeprägt waren. Insbesondere an den Rändern von alt angelegten Großstrukturen sind oftmals weit durchhaltende Abschiebungen vorhanden. Nach den Untersuchungen von DITTRICH (1989) – ausgehend vom luxemburgischen Teil der Trier-Luxemburger Bucht – lassen sich etwa 95% aller Bruch- bzw. Flexurlinien des Deckgebirges drei Hauptrichtungen zuordnen. Diese drei Richtungssysteme wurden mit den Benennungen „rheinisch“, „diagonal“ und „variszisch“ belegt. Ein genetischer Deutungsanspruch war mit dieser Namensgebung nicht verbunden. Auch dem Begriff „variszisch“ kommt lediglich deskriptive Bedeutung zu; er ist der traditionellen, hier aber regionalgeologisch wenig beziehungsreichen Benennung „erzgebirgisch“ vorgezogen worden. In der Trierer Bucht und im luxemburgischen Gutland sind diese drei, sich überlagernden Richtungssysteme überall vertreten. Sie dokumentieren sich sowohl in Störungslinien als auch in Klufscharen. Die lokale Ausrichtung der drei Systeme ist kleineren regionalen Variationen unterworfen, in denen sich generelle Trends abbilden (DITTRICH 1989, Abb. 1). Die entsprechenden Richtungswerte im Bereich des Untersuchungsgebietes sind demnach 0–15° (rheinisch), 40–55° (diagonal) und 65–75° (variszisch). Die jeweils konjugierten WNW- bis NNW-Störungen sind nur sehr untergeordnet verbreitet.

Durch die separate Auswertung von auffälligen Aneinanderreihungen von Störungslinien gleicher Versatzrichtung ergab sich für jedes der drei Richtungssysteme ein klares Muster von großräumigen Horst- und Grabenstrukturen, die von langgestreckten Bruch- oder Flexurlinien begrenzt werden.

Die WSW-ENE verlaufenden Bruchstrukturen des **variszischen** Richtungssystems pausen die Faltenzüge des Rheinischen Schiefergebirges durch. Die wichtigsten Strukturelemente sind die Ardennen-Südrandzone im Norden und die Siercker Schwelle im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet. Dazwischen liegen mehrere kleine Spezialstrukturen (Abb. 2). Die für das Untersuchungsgebiet bedeutsame Ardennen-Südrandzone stellt eine langgestreckte, aus mehreren separaten Störungslinien zusammengesetzte Großeinheit dar. Im Westen, in Luxemburg, gestaltet sie den Übergang von den paläozoischen Ardennen im Norden und dem mesozoischen „Gutland“ im Süden aus. Sie markiert dort die Südflanke des Sattels von Givonne (LUCIUS 1948, Givonne-Oesling-Antiklinorium bei DITTRICH & NORBISRATH 2006). Insgesamt erstreckt sie sich von Nordwest-Luxemburg bis in die deutsch-luxemburgische Mündungsregion der Our und von dort aus weiter in die Südeifel hinein.

Das von DITTRICH (1989) erstmals beschriebene und benannte **diagonale** Richtungssystem stellt das gegenwärtig am deutlichsten ausgeprägte strukturelle Element in der Trier-Luxemburger Bucht dar. Diagonale Großstrukturen sind der Luxemburger Zentralgraben im Nordwesten und der Graben von Thionville in der Moselgegend im Südosten. Getrennt werden sie durch das ausgedehnte Hochgebiet der Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 2).

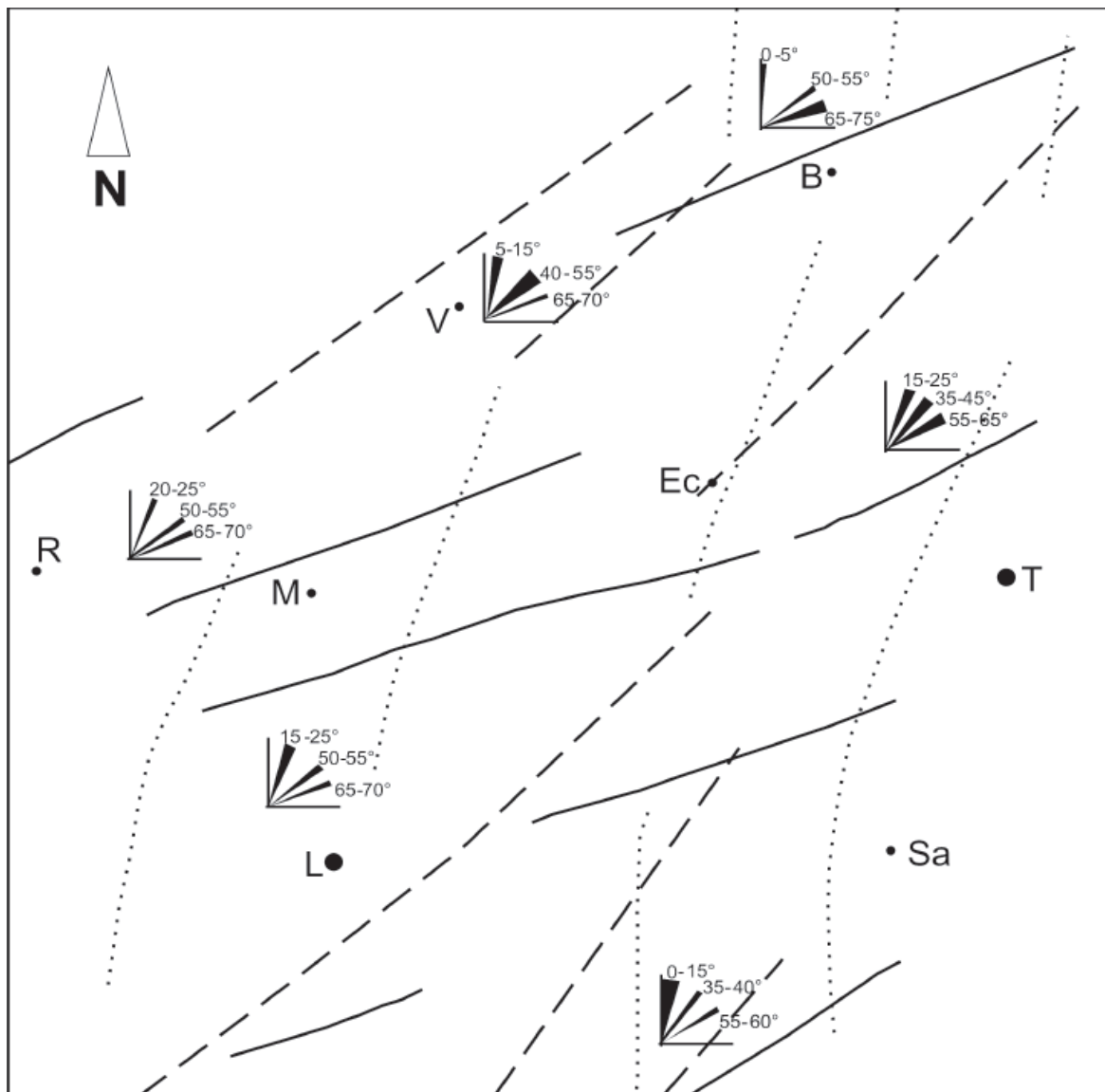
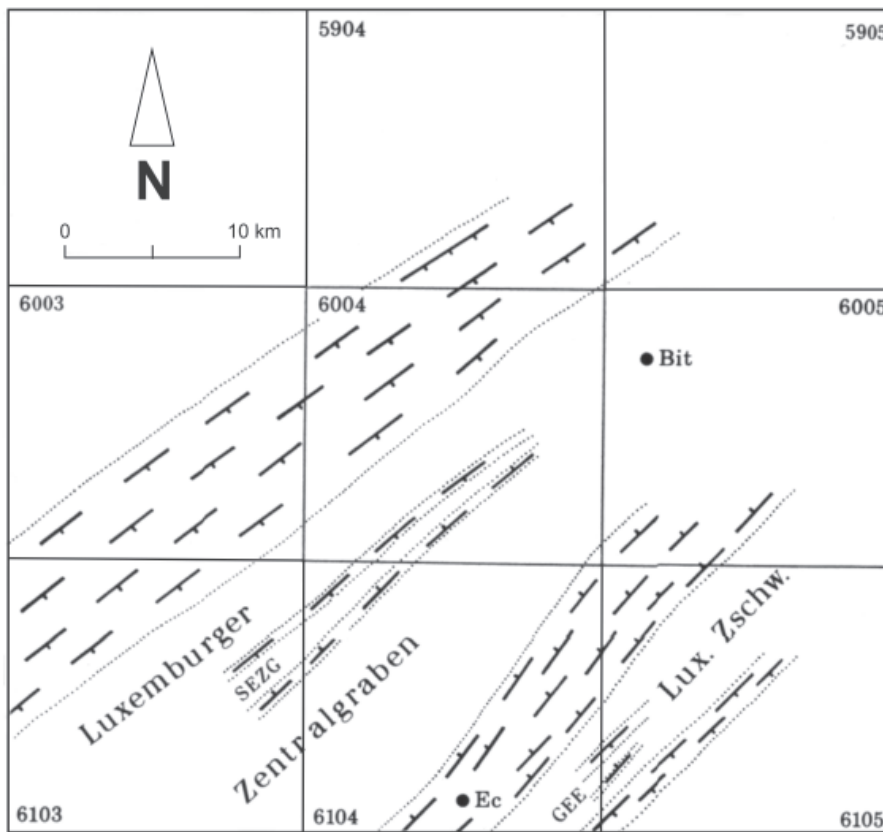
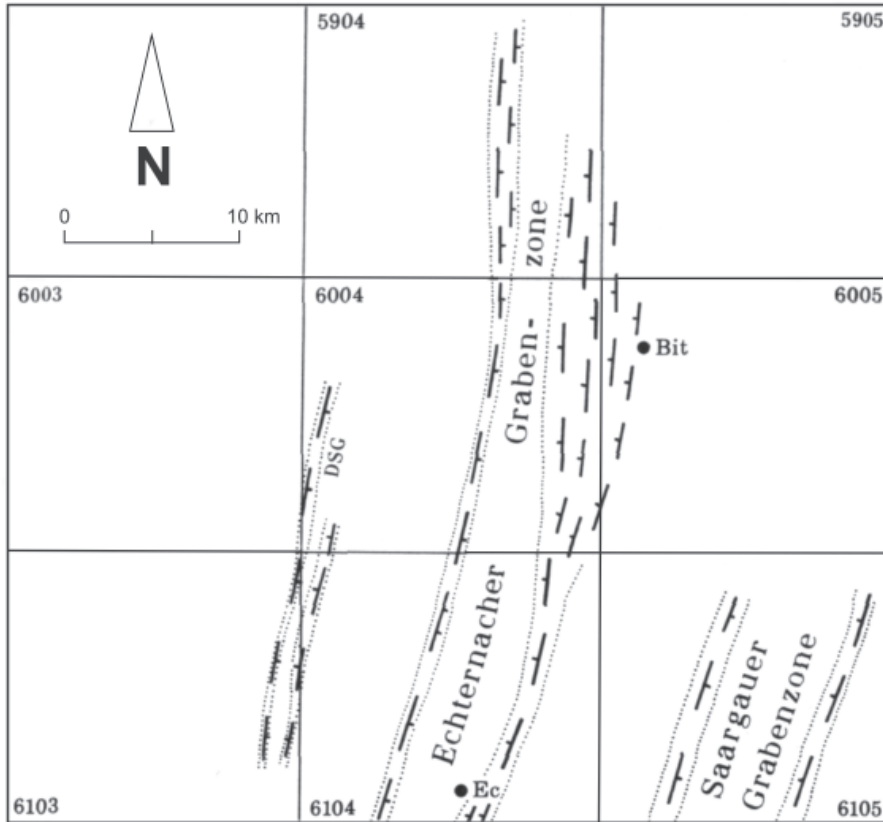


Abb. 1: Regionale Variation der drei Richtungssysteme in der Trier-Luxemburger Bucht (nach DITTRICH 1989, Gradangaben bei Vianden nach NORBISRATH 2001; Lineationen schematisch: gepunktet = rheinisch, gerissen = diagonal, durchgezogen = variszisch; Städte: R = Redange, M = Mersch, L = Luxembourg, V = Vianden, Ec = Echternach, B = Bitburg, Sa = Saarburg, T = Trier)

Das **rheinische** Richtungssystem schließlich verläuft Nord-Süd bzw. NNE-SSW. Rheinische Strukturelemente kontrollieren über weite Strecken den Erosionsrand des mesozoischen Deckgebirges gegen das devonische Grundgebirge von Eifel und Ardennen. Die wichtigsten Elemente des rheinischen Systems sind zwei große Grabenstrukturen, die zusammen eine ca. 20 km breite Kernzone in der südlichen Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone bilden. Es sind die Saargauer Grabenzone im Osten und die Echternacher Grabenzone im Westen (Abb. 2).

Die genannten Hebungs- und Senkungszone der drei Richtungssysteme sind nachweislich schon seit triassischer Zeit aktiv. Durch syndesimentäre Bewegungen beeinflussten sie nicht nur den Verlauf der damaligen Beckenränder sondern auch die



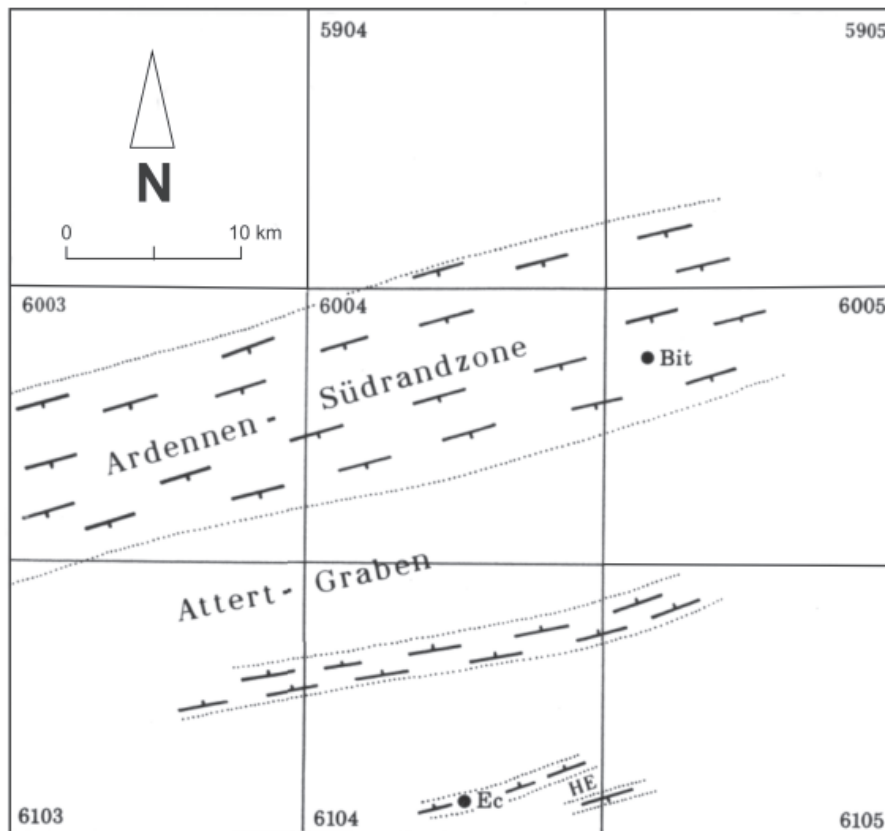


Abb. 2: Die wichtigsten Strukturelemente des „rheinischen“ (links oben), „diagonalen“ (links unten) und „variszischen“ (rechts oben) Richtungssystems im Nord-Teil der Trierer Bucht (nach DITTRICH et al. 1998, graphisch verändert; mit TK 25-Blattschnitt: 5904 Waxweiler, 5905 Kyllburg, 6003 Mettendorf, 6004 Oberweis, 6005 Bitburg, 6103 Wallendorf, 6104 Bollendorf, 6105 Welschbillig; Bit = Bitburg, Ec = Echternach; DSG = Dillinger Schmalgraben; SEZG = Südeifeler Zentralgraben, GEE = Graben von Edingen-Eschweiler, Lux. Zschw. = Luxemburger Zentralschwelle, HE = Horst von Echternach).

Gestalt und Position beckeninterner Schwellenzonen und Spezialsenken (DITTRICH 1989).

In der älteren regional- und hydrogeologischen Literatur (vgl. beispielsweise NEGENDANK 1983) sind die weitspannigen Verbiegungen des Südeifel-Deckgebirges noch mit einer Sattel- und Muldennomenklatur belegt worden. Begriffe wie „Mulde von Weilerbach“, „Muldenkern“, „Mulden-“ und „Sattelachse“ waren gebräuchlich. Dieser Sprachgebrauch basierte auf den Darstellungen von M. LUCIUS (1948: Tafel IV) zur tektonischen Ausgestaltung des luxemburgischen Gutlandes. Zu damaliger Zeit war man noch von einer relativ starken post-variskischen Kompressionstektonik ausgegangen, die das Deckgebirge zu Faltenzügen deformiert hätte. Auch GREBE (1884) hatte an Faltenstrukturen anlehrende Begriffe wie „Trias-Mulde“, oder „Muldenflügel“ verwendet.

Dieser Zugang ist jedoch inzwischen veraltet. Zwar entstammen die im paläozoischen Sockel vorhandenen Falten- und Überschiebungsstrukturen einer starken orogenen Einengung, nicht aber die eher sanften Wellungen des Deckgebirges. „Achsen“ im herkömmlichen Sinne existieren dort nicht. Bei den linearen Aneinanderreihungen tektonischer Hoch- bzw. Tieflagen handelt es sich um sehr uneinheitliche, mosaikartig

zusammengesetzte Gebilde. Da die lokale Höhenlage des Gebirges durch die interferierende Wirkung von Strukturelementen dreier Richtungssysteme bestimmt wird, wechseln die „Achsen“ immer wieder ihren Verlauf, spalten auf, queren große Bruchlinien und setzen streckenweise gänzlich aus (weitere Ausführungen dazu bei DITTRICH et al. 1997). Eine tektonische Bestandsaufnahme des Schollenmosaiks, die die einzelnen Richtungssysteme konsequent unterscheidet, führt zu besseren Ergebnissen. Auffällige strukturelle Hoch- und Tieflagen im heutigen Kartenbild kommen danach durch die Überlagerung von Horst- bzw. Grabenzonen verschiedener Richtungssysteme zustande. Ebenso werden dadurch Richtungsänderungen im Verlauf von weit durchhaltenden Bruchlinien sowie schwankende Versatzbeträge verständlich. Leicht gebogene Verläufe von Störungslinien über Bergrücken hinweg oder scheinbare Richtungswechsel an steilen Talhängen sind lediglich der Morphologie zuzuschreiben; es handelt sich bloß um den kartographischen Effekt des Ausbisses von in stark reliefiertem Gelände ausstreichenden geneigten Abschiebungsflächen.

KREMB-WAGNER (1996) wählte einen anderen, von der physisch-geographischen Fachrichtung der Universität Trier ausgehenden Ansatz. Ohne Kenntnis bzw. Kenntnisnahme der schon existierenden oben genannten tektonischen Vorbearbeitungen (DITTRICH 1988, 1989) nahm sie eine Beschreibung des regionalgeologischen Ist-Zustandes mit seinen gegenwärtigen Hoch- und Tiefschollen vor (op. cit.: Karte 3). Dabei wurde ein Mosaik von sehr unregelmäßig geformten Einzelarealen registriert, das wenig Regelmäßigkeit erkennen lässt. Dies ist insofern erklärlich, als dabei die summarischen strukturellen Gegebenheiten erfasst wurden, die bei verschiedenen überregionalen Hebungs- und Senkungsvorgängen mit jeweils unterschiedlichen Geometrien gebildet wurden.

Bei genauerer Betrachtung ist eine gewisse Deckung mit den oben genannten Großstrukturen einzelner Richtungssysteme erkennbar. Immer handelt es sich jedoch bloß um Teilzonen davon oder aber um Kombinationen von mehreren Strukturelementen. Die große „Auwer Hochscholle“ entspricht in ihrer Ausdehnung dem Nordost-Teil der diagonalen Luxemburger Zentralschwelle. Im unteren Nimstal erscheint sie allerdings durch interferierende rheinische und variszische Hochstrukturen etwas verbreitert. Der östlich der Nims einsetzende „Mötscher Graben“ ist der östliche Teil des Südeifeler Zentralgrabens. Andere benannte Tiefschollen wie der „Brechtcher Graben“, der „Balesfelder Graben“ und der „Graben von Oberweis“ lassen sich bei einer moderneren Auswertung der Lagerungsverhältnisse nicht mehr aufrecht erhalten. Insbesondere die beiden letztgenannten Strukturen sind im weit überwiegenden Teil ihrer dargestellten Reichweite nicht nachvollziehbar. Sie basieren auf einer unzutreffenden strukturellen Ausdeutung der damals vorliegenden Geologischen Karte von WAGNER et al. (1983). Zudem wird die Gebiets-Identifikation erschwert durch eine falsche regionale Eintragung der Stadt Bitburg. Die rheinische Echternacher Grabenzone findet in der Darstellung von KREMB-WAGNER ein Äquivalent im „Rittersdorfer Graben“ und im „Zentralgraben (Eifeler N-S)“. Dabei fällt allerdings auf, dass die Tiefscholle in der Sauerregion, im Süden, verbreitert ist. Hier ist es zu einer Summierung mit den strukturellen Effekten des diagonal streichenden Südeifeler Zentralgrabens gekommen (Abb. 2).

Für die Trierer Bucht als ganzes ist in tektonischer Hinsicht der Begriff Senke zutreffend. Ohne weitergehende Deutung beschreibt er ganz allgemein eine regionalgeologische Tiefstruktur (vgl. auch STETS 2004: Trier-Luxemburg-Senke). Geomorphologisch ist eine Schichtstufenlandschaft entwickelt. Zwei große Liassandstein-Hochplateaus markieren die strukturelle Tieflage dieser Senke. Mit wenigen Grad Neigung – in den

nordwestlichen Randgebieten 2 bis 4,5°, in inneren Bereichen meist unter 2° – fallen die Schichten hierhin ein.

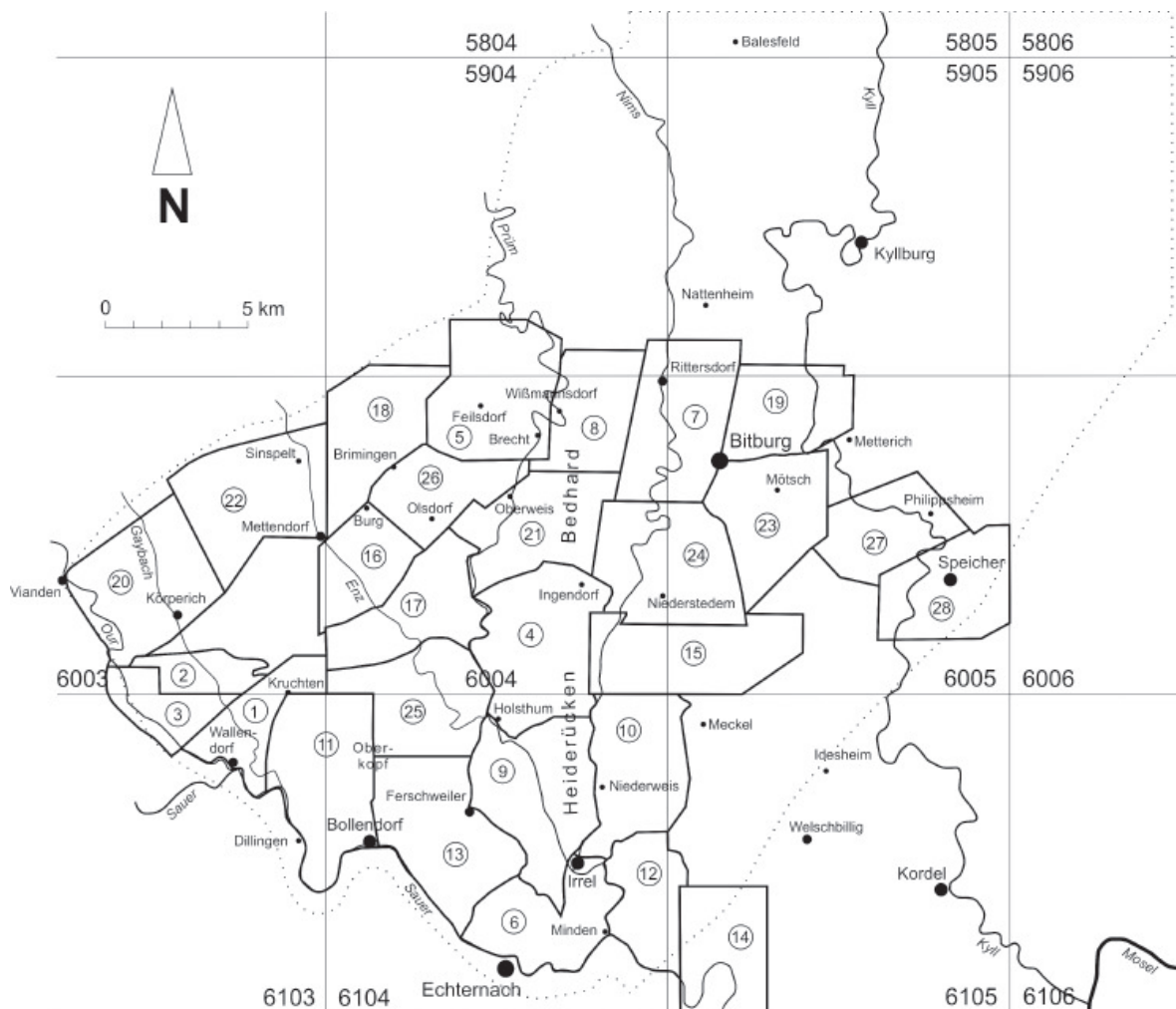
Brüche (und Klüfte) aller drei Richtungssysteme sind im Untersuchungsgebiet überall vertreten, auch dort wo sie im heutigen Kartenbild nicht immer erkennbar sind. Dies ist unter anderem der unterschiedlichen Lithologie der an der Erdoberfläche anstehenden Schichtenfolge zuzuschreiben. Je nach Kompetenz (Sprödigkeit) des zutage tretenden Deckgebirgsstockwerks treten markante Abschiebungen oder aber undeutlichere, langgestreckte Flexurzonen auf. Bruchhafte Reaktionen, wie sie für Abfolgen der tieferen Trias typisch sind (Buntsandstein, Unterer und Oberer Muschelkalk), werden im höheren Stockwerk zunehmend durch flexurhafte Verbiegungen abgelöst. Dies lässt sich im kleinen wie auch im großen Maßstab beobachten. Die maßgeblich aus Tonmergel-Serien aufgebauten inkompetenten Schichteinheiten des Mittleren (teilweise auch Oberen) Keuper und des basalen Lias liegen dem zerblockten und vertikal differenzierten Untergrund in weitspannigen Verbiegungen auf, ohne ein prägnantes Bruchmuster zu zeigen. Die lokalen Kluftmuster spiegeln jedoch die Verbiegungen der Oberflächengesteine wider. Dabei zeigen sie häufig mehrere Richtungsmaxima mit wechselnder Akzentuierung der drei Richtungssysteme. Bruchhafte Deformationen setzten sich insbesondere dort durch, wo starke Zerrungen auftraten, nämlich in den Randbereichen größerer Struktureinheiten. Hier erscheinen lokal auch deutlich höhere Einfallwerte. Da es sich bei den Störungen um mehr oder weniger direkt durchgepauste Strukturen handelt, zeigen sie in Bezug auf die drei Richtungssysteme eine weitaus größere Abbildungstreue als die Klüfte.

Nahezu alle Einzelbearbeiter der letzten 50 Jahre kamen aufgrund von Kartier-Befunden zu dem Schluss, dass der Südeifel-Raum durch eine generelle Dehnungstendenz charakterisiert sei. LEPLA (1908, Erläuterungen Blatt 5904 Waxweiler, S. 24) formulierte es so: „Starke Neigungen, Biegung, Faltung und andere Wirkungen eines starken seitlichen Druckes in der Erdrinde fehlen in der Trias, die Zerreißen und Brüche in den Schichten stellen sich meist als Senkungen dar“. DITTRICH (1989: S. 30) schrieb dazu: „Die ... vorhandene mosaikhafte Zerstückelung des Deckgebirges, die lokalen Zerrungen und Verstaltungen wie auch die Vielfalt der Bruchstrukturen lassen sich ohne weiteres als Auswirkung variierender vertikaler Schollenbewegungen erklären.“ Eine weitere Textstelle dort lautete (S. 29): „So handelt es sich bei den im mesozoischen Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht beobachteten Verwerfungen stets um Abschiebungen, Auf- oder Überschiebungen sind in keinem einzigen Fall nachgewiesen worden (alle Kartierberichte der Literatur, eigene Beobachtungen u. mündl. Mitt. Service Géologique du Luxembourg)“. Auch NEGENDANK (1983) hatte im Geologischen Führer der Umgebung von Trier betont, dass es sich bei den beobachteten Störungen generell um Abschiebungen handelt (S. 96: „ohne Ausnahme“).

Eine ausschließlich dehnende Beanspruchung war insbesondere im hier beschriebenen Gebiet plausibel gewesen. Es umfasst überwiegend die Südost-Abdachung im Randbereich des Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 2) und einen Teil der Ardennen-Südrandzone. Südöstliche Einfallrichtungen und weit durchhaltende, nach Südosten abschiebende Bruch- bzw. Flexurlinien dominieren das regionaltektonische Bild.

3. Weitergehende strukturelle Ergebnisse

Im Rahmen der oben angeführten Revisionskartierung der Südeifel sind im hier dargestellten Gebiet 28 Einzelarbeiten durchgeführt worden. Die Bearbeitungen sind im Folgenden aufgelistet, die Ziffer nach der Jahreszahl kennzeichnet das Arbeitsgebiet in Abb. 3: KELLNER (1995, 1), HEINRICH (1995, 2 + 1996, 3), BARTELS (1996, 4), BOSOLD



(1996, 5), EICHHORST (1996, 6), HIMMERKUS (1996, 7), KOBE (1996, 8), VOGEL (1996, 9), WARTENBERG (1996, 10), KLÖSGEN (1997, 11), ROTH (1997, 12), VOGEL (1997, 13), JANTOS (1999, 14), RUMI (1999, 15), TAPP (1999, 16), PONGRATZ (2000, 17), ARNOLD (2001, 18), HÖRBEIT (2001, 19), NORBISRATH (2001, 20), SEIDEL (2001, 21), WILDE (2001, 22), DÖRNER (2002, 23), KÖSTNER (2003, 24), PANKNIN (2003, 25), POHL (2003, 26), MÜLLER (2006, 27) und OEHMS (2006, 28).

Aus der kleinräumigen Parzellierung des Gesamtareals in Diplomkartiergebiete und der selbst vorgenommenen bzw. entsprechend unterstützten intensiven Betreuung ergab sich eine relativ hohe Beobachtungsdichte. Auch wurden die Ergebnisse der klassischen Geländeaufnahmen ergänzt durch Bohrarchiv-Daten des Landesamtes und durch einzelne gezielte Forschungskernbohrungen zur Klärung stratigraphischer Probleme. Kluffrosen von Einzelaufschlüssen – nicht regional aufsummiert – unterstützten die Entschlüsselung struktureller Gegebenheiten. Der ermittelte Gebirgsbau wurde ergänzend zur Geologischen Karte durch einzelne Profilschnitte und vor allem mit Schichtlagerungskarten dargestellt.

Die wenig erschlossenen und noch kaum bekannten Keuperserien der zentralen und nördlichen Trierer Bucht hatten bei früheren geologischen Landesaufnahmen ein

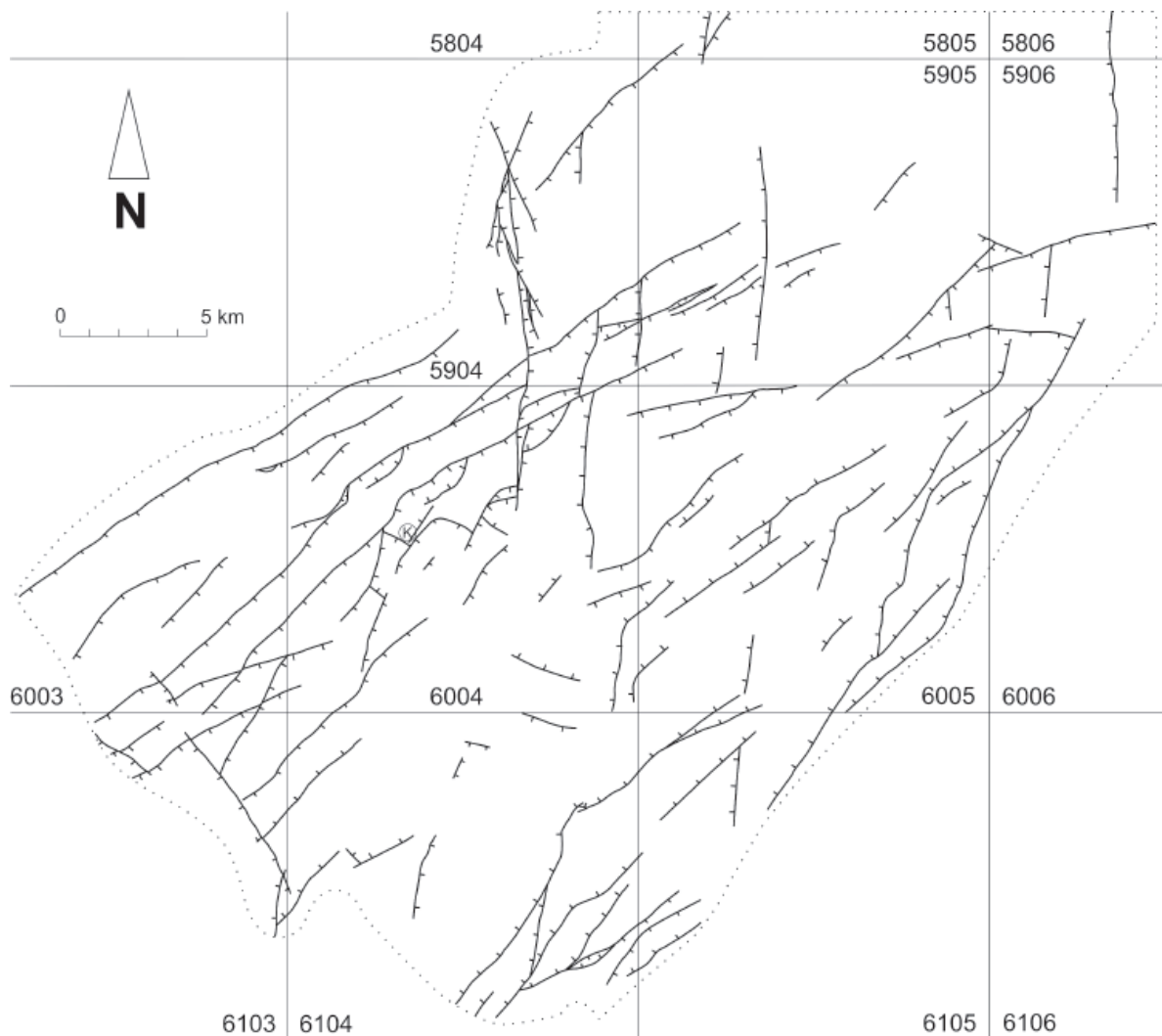


Abb. 3: Das Störungsmuster der nordwestlichen Trierer Bucht (nach DITTRICH et al. in Vorb., Graphik auf Grundlage der Gesamtdatensatz Stand Februar 2008, TK 25-Blattschnitt). Links: Städte, Ortschaften, Flussläufe, Landschaftsnamen und die Ausdehnung der Diplomkartiergebiete (Autorenzuordnung mittels Zahlen siehe Text). Rechts: Abschiebungsverläufe und -versatzrichtungen; K = Kippschollentektonik (nach POHL 2003, vgl. Kap. 3.2.).

Problem dargestellt. Dies spiegelt sich in der graduell verschiedenen stratigraphischen Auflösung beiderseits der deutsch-luxemburgischen Grenze. Während in Luxemburg 9 bzw. 10 Mittelkeuper-Schichtglieder ausgehalten werden können (DITTRICH 1989), waren von GREBE (1887–1892) lediglich 3 Einheiten unterschieden worden. In Keupergebieten verlaufende Verwerfungen waren dementsprechend oft nicht oder nicht hinreichend erkannt worden. Auch war das Auftreten einzelner Störungen aufgrund von raschen lateralen Fazieswechseln oder unerwarteten lithologischen Wechseln innerhalb der Profilabfolge fälschlich angenommen worden.

Ein wichtiger Leithorizont innerhalb der bis etwa 150 m mächtigen, überwiegend mergelig ausgebildeten Mittelkeuperabfolge der Trierer Bucht ist der Schilfsandstein. In synsedimentär stark subsidenten Regionen ist er in bis über 20 m Mächtigkeit ab-

gelagert und auch erhalten worden. Dieser Befund widerspricht den Annahmen von GREBE (1892). Auch nachfolgende Autoren (NEGENDANK 1983 und Diplomkartierer der Univ. Bochum) hatten dem Schilfsandstein in der Südeifel nur sehr untergeordnete Bedeutung beigemessen. Dies hatte zu stratigraphischen Fehleinstufungen und zu Kartierfehlern geführt (weitere Ausführungen dazu bei DITTRICH et al. 1997). Inzwischen ist das Wissen über dieses gut kartierbare Sandsteinpaket innerhalb der Keupermergel der nördlichen und zentralen Südeifel weiter fortgeschritten (DITTRICH 1989, DITTRICH et al. 2005). Auch dadurch ließ sich die Genauigkeit bei der Erfassung der Schichtlagerung erhöhen.

In den letzten 2 bis 3 Jahren lag der Schwerpunkt der regionalgeologischen Bearbeitung auf einem hydrogeologischen Großprojekt des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG). Für diesen Zweck soll unter anderem eine digitale und gedruckte GK 1: 50 000 erarbeitet werden, die die Deckgebirgsareale der Trierer Bucht umfasst (DITTRICH et al. in Vorb.) – ausgespart bleibt lediglich die Saargau-Region zwischen Mosel und Saar südwestlich von Trier. Für das so umrissene Projektgebiet wurde eine vereinheitlichende und korrigierende Kartenkompilation vorgenommen sowie eine Digitalisierung der Flächendaten. Dies sollte im Wesentlichen dazu dienen, bereits vorhandene Kartenwerke der praktischen Nutzung zugänglich zu machen und verschiedene GIS-gestützte Auswertungen zu ermöglichen. Kontrollbegehungen vor Ort mussten auf wenige kleine Schlüsselareale beschränkt bleiben. Das resultierende Kartenwerk entspricht in seiner Gesamtheit qualitativ sicherlich nicht einer detailgenauen geologischen Neuaufnahme im Maßstab 1: 25 000. Einmal digital vorliegende Karten können jedoch leicht fortgeschrieben und dabei schrittweise verbessert werden.

Die entstehende Gesamtkarte beruht auf einer Kombination von Geologischen Kartenwerken von 40 bis 50 Einzelautoren. Damit verknüpft sind verschiedene Maßstäbe und unterschiedliche Qualitätsstandards. Auch lagen diesen aus drei Jahrhunderten stammenden Kartenwerken variierende tektonische Konzepte und Deutungsstile zugrunde. Zwar wurden die häufig auftretenden „Blattrandverwerfungen“ an den Gebietsgrenzen nach bestem Wissen ausgeglichen, bestehen blieben aber gewisse methodische Unterschiede bei der kartographischen Ausdeutung der jeweiligen Geländebefunde. Dennoch ist diese Synopsis der jeweils vorhandenen neuesten bzw. besten Kartierdaten von hohem Interesse. Es ergibt sich so der derzeit bestmögliche Überblick über die strukturellen Gegebenheiten dieser Region. Der tektonische Kenntnisstand der preussischen Landesaufnahme ist damit weit überflügelt worden.

Das 1367 km² große Bearbeitungsgebiet des oben skizzierten Kartierprojektes umspannte nahezu die gesamte Trierer Bucht. Immerhin 16 Blattgebiete der GK 25 sind dabei abgedeckt oder tangiert worden. Es resultierte eine dementsprechend große Zahl an neuen Ergebnissen. In den nachfolgenden, auf zwei Teile in zwei Jahressbänden dieser Publikationsreihe aufgeteilten Ausführungen soll zunächst der Fokus auf den – etwas weniger komplexen – Nordwesten des Gesamtgebietes gelegt werden. Strukturell entspricht er dem frühtriassisch angelegten Bitburger Becken (LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006). Eine tektonische Darlegung des sich südöstlich anschließenden hochkomplexen Gebietes der Luxemburger Zentralschwelle und des Trierer Beckens soll in einem nachfolgenden dritten Beitrag publiziert werden.

3.1. Neue Befunde zum bisherigen Modell

Zusätzliche Anhaltspunkte für bereits bekannte Strukturelemente

Der nördliche Bereich der **variszisch** streichenden Ardennen-Südrandzone lässt sich weiter nach Osten hin nachweisen. Im Zentralbereich von Blatt 5905 Kyllburg ist er relativ schwach ausgeprägt; dann zieht er weiter in den Mittelteil des Blattes 5906 Manderscheid. Dort ist er als eine sehr auffällige, langgestreckte, Süd-abschiebende Bruchlinie ausgebildet (Abb. 3). Am Ostrand der Trierer Bucht, im devonischen Grundgebirge, geht diese Zone in die Südflanke des Manderscheider Antiklinoriums über. Der südliche Bereich der Ardennen-Südrandzone ist in der Südost-Ecke von Blatt 6003 Mettendorf deutlich ausgeprägt. Die dortigen Störungen liegen etwas weiter nördlich als die von DITTRICH (1989: Abb. 3) – damals noch aufgrund von GREBE-Kartierdaten benannte „Bruchlinie Moestroff–Kruchten–Stockigt“. Nach Osten hin setzt sie sich im Grenzbereich der Blätter 6004 Oberweis und 6005 Bitburg fort. Die zwei zuerst von KÖSTNER (2003) auskartierten variszischen Störungslinien bei Messerich (ca. 72 und 74°) könnten eine strukturelle Fortsetzung der 73°-Störungslinie im Arbeitsgebiet von PONGRATZ (2000) darstellen (mehr dazu in Teil 2, Kap. 5.2.).

Auch eine Fortsetzung des aus West- und Mittel-Luxemburg bekannten Attert-Grabens in die Südeifel ist inzwischen wahrscheinlich geworden. Es handelt sich um eine alt angelegte breite Grabenstruktur südlich des Ardennenrandes (Abb. 2). Die Neukartierung bei Bollendorf hatte eine nach Nordwesten hin abschiebende Störungslinie ermittelt (VOGEL 2007). Deren östliche Fortsetzung im Bereich des Lias-Plateaus von Ferschweiler war im Gelände nicht sicher einzugrenzen gewesen. Die neu überarbeitete Schichtlagerungskarte dieser Region deutet jedoch auf einen WSW-ENE (variszisch) streichenden Verlauf dieser Abschiebung hin (Abb. 3, DITTRICH et al. in Vorb.). Die so ermittelte Ausrichtung verläuft etwa mit 59°. Dies entspricht den früheren Ergebnissen zu den regionalen Variationen der drei Richtungssysteme (Abb. 1). Während in West-Luxemburg noch 65–70°-Werte auftreten, sind es im Raum Trier-Echternach nur noch 55–65°. Es könnte sich also um die Südrandstörung des Attert-Grabens handeln. Die (Nord-abschiebende) südliche Randzone dieser Struktur ist in West-Luxemburg wegen der dort überlagernden allgemeinen Schichtneigung nach Südsüdosten meist nur schwach ausgeprägt.

Gestützt wird diese strukturelle Interpretation durch Faziesbefunde einer Kernbohrung am Kranzbach nördlich von bei Bollendorf. Sie belegten dort eine zur Zeit des tieferen Mittelkeuper synsedimentär absinkende Grabenscholle (DITTRICH et al. 2005). Im regional-tektonischen Kontext und angesichts der Beckenkonfiguration dieser Zeit (DITTRICH 1989) ist es plausibel, dass es sich dabei um eine östliche Fortsetzung des Attert-Grabens handelt. Dieser würde dann also über das Sauerthal hinweg bis in deutsches Gebiet hinein reichen.

Die **rheinisch** streichende Echternacher Grabenzone ist mit beiden Grabenschultern neuerdings über die gesamte Nord-Süd-Erstreckung des Untersuchungsgebietes nachzuweisen. Beide Randzonen sind jetzt durch Abschiebungen lokalisierbar. Der im Süden eher schwach ausgeprägte Westrand wird durch zwei neu kartierte Ost-abschiebende Störungslinien markiert. Dies sind eine NNE-streichende Störung mit etwa 15 m Versatz am Rand des Ferschweiler Plateaus südlich Holsthum (VOGEL 1996) und eine bei eigenen Neuaufnahmen im Weilerbach-Tal wahrscheinlich gewordene, als vermutet eingetragene, etwa 14°-streichende Störung in der Verlängerung der Holsthum-Störung (DITTRICH et al. in Vorb.). Zusammen bilden sie das Gegenstück zur auffälligen West-abschiebenden Grabenrandstörung bei Irrel. Dazwischen, im Nordostteil des Ferschweiler Plateaus und im Bereich des Heiderückens, bildet sich in den

Isolinien des Keuper- und Lias-Stockwerks auch eine etwa rheinisch streichende Tiefenzone ab.

Im Norden ergab sich eine neue rheinische Störung östlich des Bedhards, im Arbeitsgebiet von KOBE (1996). Dies resultierte daraus, dass der dort austreichende Untere Steinmergelkeuper (höherer Mittelkeuper) nicht 20 m – wie noch von KOBE (1996) und HIMMERKUS (1996) angenommen –, sondern 30 bis 35 m mächtig ist. Das zeigte der Vergleich mit den Ergebnissen von SEIDEL (2001) und von Bohrungen bei Rittersdorf im Bereich der Deponie (Blatt 6004 Oberweis, R 25 33 350 bis 25 34 100 H 55 39 400 bis 55 39 900). Demzufolge ist eine weitere Störung plausibel. Deren Lage und Verlauf wird auch durch die Morphologie nachgezeichnet. In Abb. 3 ist sie bereits als Störungslinie verzeichnet. Sie verwirft gegensinnig zur Störungszone südlich Wißmannsdorf. So konkretisiert sich der Verlauf der Echternacher Grabenzone im Norden.

Neuerungen hinsichtlich der drei Richtungssysteme

Die nordwestlichste Groß-Struktureinheit des **diagonalen** Richtungssystems ist der Luxemburger Zentralgraben. Die Revisionskartierung zeigte, dass der südliche Abschnitt dessen Zentralzone im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet nicht dort liegt, wo er noch von DITTRICH (1989: Abb. 4) vermutet worden war. Vielmehr liegt er etwas nordwestlicher, und zwar jenseits einer neu auskartierten Nordwest-abschiebenden diagonalen Störung bei Ingendorf (BARTELS 1996). Dies bestätigte sich im Gebiet nördlich von Bollendorf. Auch dort ergab sich, dass die Tiefenzone des Luxemburger Zentralgrabens nicht – wie von DITTRICH (1989: S. 17) beschrieben – entlang der Linie Dillingen–Niederstedem verläuft, sondern weiter nordwestlich. Es existiert dort eine diagonal streichende strukturelle Tieflage nördlich des Oberkopfes, südlich Schwarzenbruch–Rohrbach (KLÖSGEN 1997). Die aus dem Jahr 1998 stammende Abb. 2 zeigt schon den heute geltenden Kenntnisstand.

Auch die Ausprägung des diagonalen Südeifeler Zentralgrabens im Nordosten der Trierer Bucht muss modifiziert werden. In den geologischen Karten von GREBE (1887–1891) und später auch in der Geologischen Übersichtskarte 1: 100 000 des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges (WAGNER et al. 1983) wurde südöstlich von Bitburg, zwischen Metterich und Niederstedem eine markante, langgestreckte Grabenstruktur verzeichnet. Diese Tiefenzone existiert tatsächlich, allerdings nicht in der bisher dargestellten Umgrenzung. Anstelle von beiderseits durchgehenden Randstörungen sind mehrere flankierende Einzelstörungen vorhanden. Auf Blatt 6005 Bitburg sind staffelförmig angeordnete Bruchlinien ausgebildet. Dies ergab sich anhand von Pflugschurf-Kartierungen auf Äckern, bei denen einzelne stratigraphische Leitbänke gut verfolgbar waren. Am Südost-Rand des Arbeitsgebietes von HÖRBEIT (2001), zwischen Metterich und Mettericher Mühle ließ sich eine sehr breite, großräumige Flexurzone rekonstruieren. Sie steht anstelle der von GREBE (1891) verzeichneten, über das Kylltal hinweg verlaufenden nordöstlichen Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens.

Andere Neuerungen betreffen das **rheinische** Richtungssystem. Westlich der Echternacher Grabenzone sind nach DITTRICH (1989) nur noch einige kleinere Struktureinheiten entwickelt (Abb. 4). Eine solche ist der „Dillinger Schmalgraben“, der in Nordost-Luxemburg als langgestreckte, teilweise von Brüchen flankierte Depressionszone ausgebildet ist. Die früher angenommene Reichweite dieser Struktur nach Norden hin kann nach den Ergebnissen der Neukartierung nicht aufrecht erhalten werden. Nördlich von Dillingen fanden sich keine Hinweise mehr für eine starke strukturelle Präsenz des rheinischen Richtungssystems.

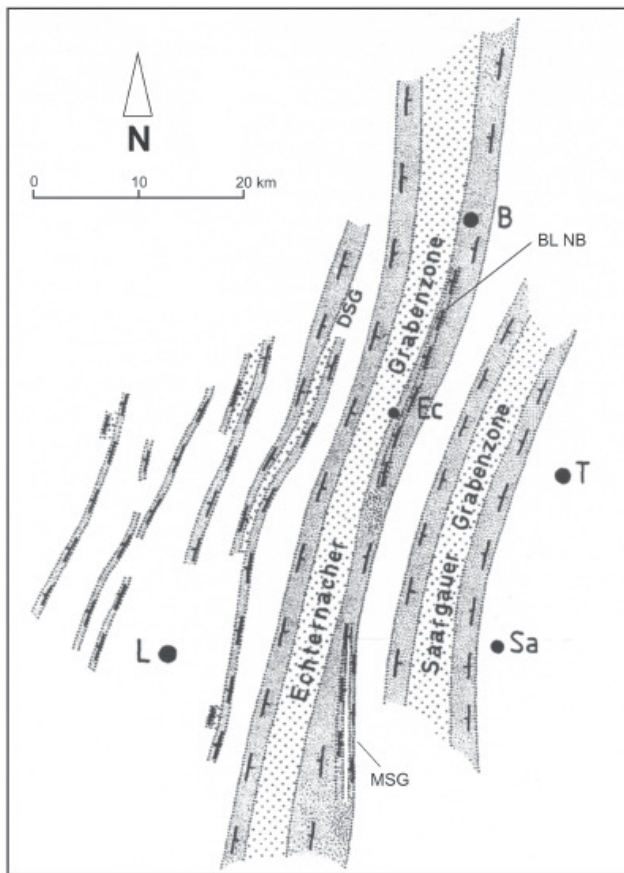
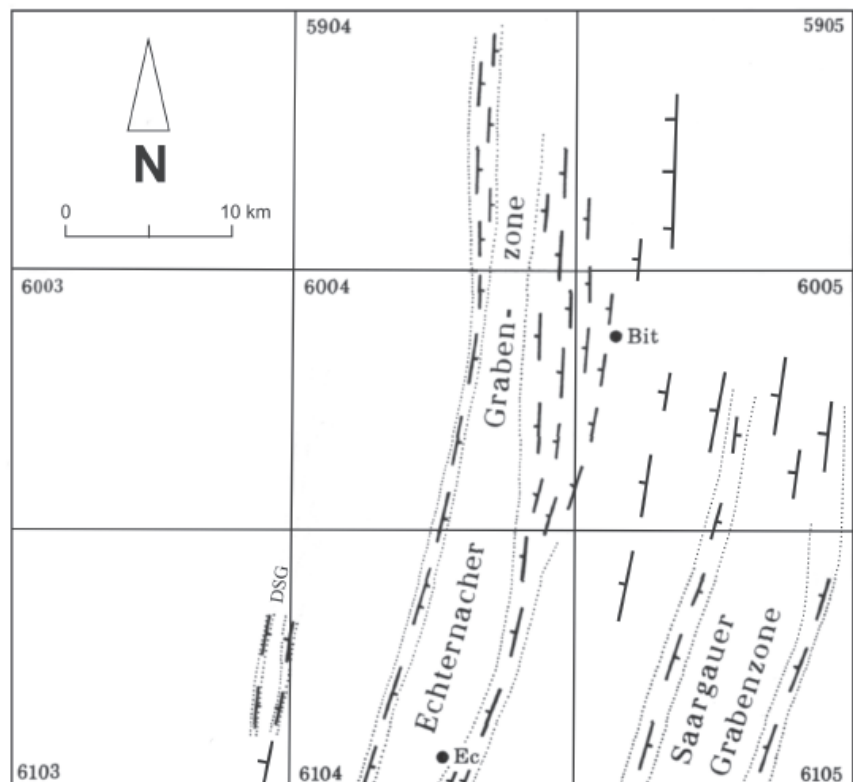


Abb. 4: Das rheinische Richtungssystem in der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht nach den Kenntnisständen von DITTRICH (1989; oben: Darstellung vereinfacht und graphisch verändert) und von DITTRICH et al. (1998), ergänzt durch weitere Störungsbefunde (unten: DSG = Dillinger Schmalgraben, MSG = Moselschmalgraben, BL NB = Bruchlinie Niederstedem-Berbourg; Städte-Bezeichnungen vgl. Abb. 1 und 2).



In Abb. 4 ist zu erkennen, wie das rheinische Richtungssystem der Trierer Bucht bei DITTRICH et al. (1998) nach dem damaligen, gegenüber DITTRICH (1989) bereits erweiterten Kenntnisstand dargestellt wurde. Auffällig ist die breite, noch weit bis in das benachbarte Blatt 5905 Kyllburg hineinreichende östliche Schulter der Echternacher Grabenzone. Diese „Verbreiterung“ des Ostrandes ist nach neueren Ergebnissen sogar noch ausgeprägter. Dies ergab sich unter anderem aus Kartierbefunden von RUMI (1999) und MÜLLER (2006). Weitere dahingehende Befunde – etwas verändert – stammen von KREMB-WAGNER (1988; westlich Idesheim, Blatt 6105 Welschbillig), HÖRBELT (2001) und DÖRNER (2002, Abb. 3). Langgestreckte, rheinisch streichende, Westabschiebende Bruchlinien durchsetzen den Norden von Blatt 6105 Welschbillig, den Mittelteil von Blatt 6005 Bitburg und den Grenzbereich zu Blatt 5905 Kyllburg. Von dort aus setzt sich diese Tendenz in einer 6 bis 7 km langen Großstörung nach Norden hin fort (LEPPLA 1908, DITTRICH et al. in Vorb.; Abb. 3 und 4). Dies spiegelt sich auch in der Ausdehnung des von KREMB-WAGNER (1996: Karte 3) benannten „Rittersdorfer Grabens“ (Kap. 2.); diese Tiefenzone ist im Norden sehr weit nach Osten ausgedehnt.

Ein direkter Zusammenhang mit der Form der alt angelegten Echternacher Grabenzone besteht nicht. Die Ursache dieser heutigen „Ost-Verbreiterung“ ist vielmehr in einer jungen tektonischen Überprägung zu suchen. Maßgeblich waren relative Hebungen im Osten (Abb. 5). Es entstand eine Westgerichtete junge Abdachung – in Abb. 5 erkennbar bei und südlich von Wittlich. Dem allein im Quartär bis über 250 m angehobenen Osteifel- und Hunsrück-Bereich steht der Senkungsraum der zentralen und südlichen Trierer Bucht gegenüber. Dementsprechend kam es zur Aktivierung von Westabschiebenden Bruchlinien. Für die rheinischen Richtungselemente im Untersuchungsgebiet bedeutete dies, dass die im devonischen Sockel etwa gleichrangig angelegten Ostabschiebenden Bruchzonen inaktiviert wurden. Obwohl sie in der Trias und im Lias noch als Flexurzonen, also als beckengestaltende Elemente in Erscheinung traten, sind sie im heutigen Kartenbild weitgehend nicht erkennbar.

Durch die neueren Kartierbefunde ist auch klar geworden, dass der Richtungs-„Schlenker“ der Echternacher Grabenzone nordöstlich von Echternach (Abb. 4) nicht in dem damals angenommenen Umfang existiert. Er war durch die unangemessene Wichtung von jüngeren Westabschiebenden Bruchlinien entstanden. Die alt angelegte Struktur der Echternacher Grabenzone scheint demgegenüber relativ gerade nach Norden zu verlaufen. So ist denn auch die von DITTRICH (1989) benannte Bruchlinie Niederstedem–Berbourg heute nicht mehr haltbar. Auf deutschem Gebiet hatte sie sich auf eine alte, von GREBE (1891) kartierte Störung bezogen, die vom Sauertal bis zur Ostseite des Nimstales durchzieht. Eine rheinische Lineation bis nach Niederstedem hin besteht jedoch nicht. Die Lagerungsverhältnisse sind weitaus komplexer. Sie gehen auf eine Überlagerung von rheinischen und diagonalen Bruchelementen und mehrere Bewegungsakte zurück (s. Teil II dieser Publikation).

Für die Saargauer Grabenzone ergab sich eine verlängerte Reichweite nach Norden. In älteren Rekonstruktionen endete sie unterhalb des Nordrandes von Blatt 6105 Welschbillig (Abb. 4). Bei der Neukartierung ließ sich eine Fortsetzung dieser strukturellen Tieflage bis Philippsheim ermitteln (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Auf Blatt 6005 Bitburg verläuft diese Tiefenzone unmittelbar westlich des Kylltales. Wegen der oben dargelegten Überprägung durch jüngere Relativbewegungen ist sie relativ schlecht erkennbar. Dennoch lässt sie sich nach Norden hin durch die Arbeitsgebiete von OEHMS (2006) und MÜLLER (2006) strukturell verfolgen.

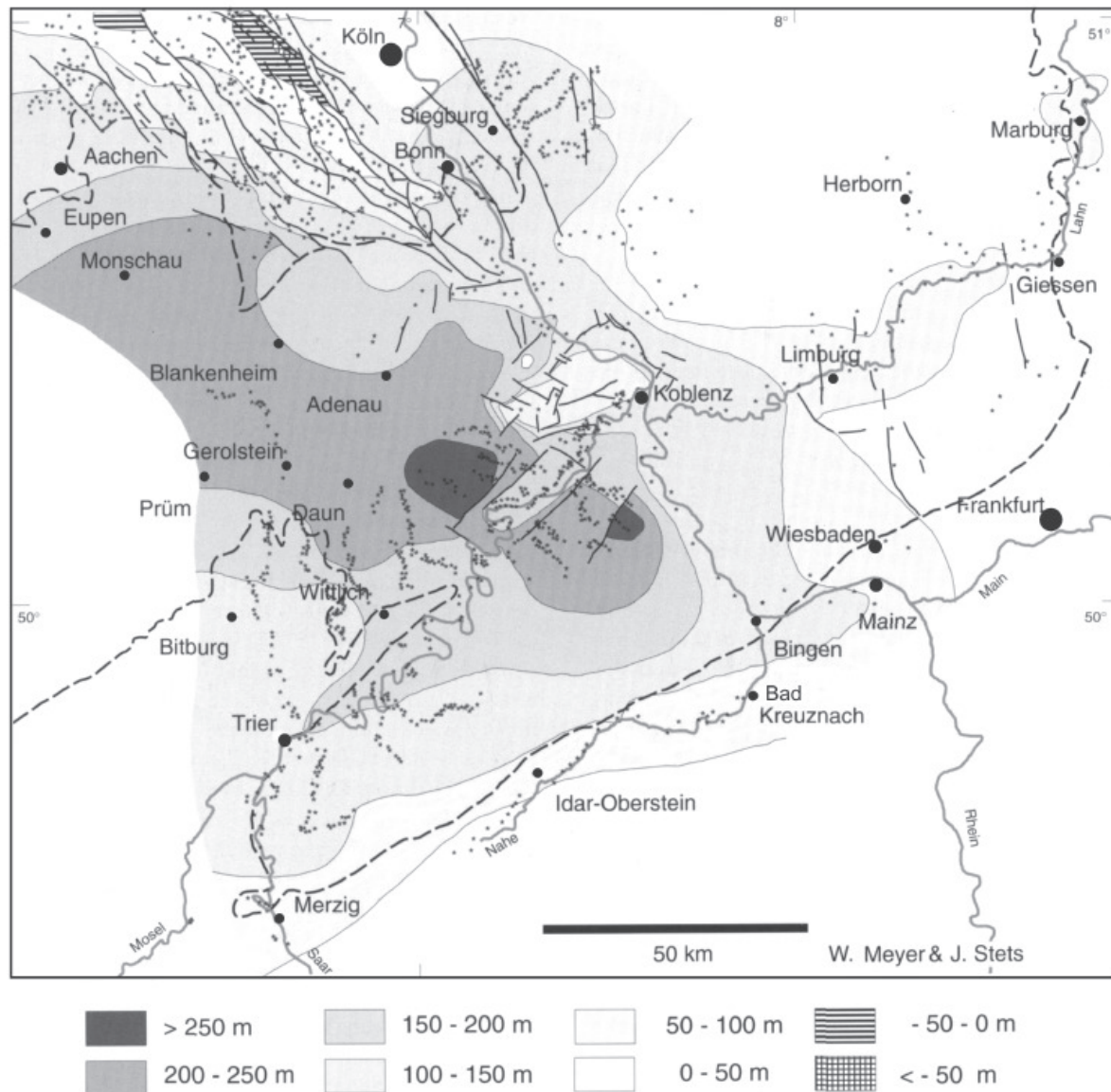


Abb. 5: Aufstieg des Rheinischen Schiefergebirges in den letzten 0,8 Millionen Jahren. Dargestellt sind die Höhendifferenzen zwischen den rezenten Flusssohlen und der Basis der Jüngerer Hauptterrasse von Rhein und Maas (nach MEYER & STETS 2002, graphisch wenig verändert; kleine Punkte = Datenpunkte, gerissene Linie = Außenrand des devonischen Grundgebirges).

Herzynisch streichende Abschiebungen

Mit zunehmendem Kenntnisstand durch die fortschreitende geologische Neuaufnahme der Trierer Bucht erwies sich, dass einige Nordwest-Südost („herzynisch“) streichende Querbrüche vorkommen (Abb. 3). Im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet bei Wallendorf konnten HEINRICH (1995, 1996), KELLNER (1995) und KLÖSGEN (1997) langgestreckte, nach Südwesten hin abschiebende Nordwest-Südost-Störungslinien nachweisen, so etwa die „Gaytal-Störung“. Es handelt sich dabei um konjugierte Brüche des diagonalen Richtungssystems. Begleitet werden sie von Kluftrichtungsmaxima bei 135–145°. Die Versatzbeträge der Abschiebungen erreichen etwa 65 m. Im Westteil von Blatt 6004 Oberweis fanden sich einige kleinere herzynische Nachbrüche

zwischen anders orientierten Störungen. Dies betrifft vor allem die Kartiergebiete von POHL (2003) und PONGRATZ (2000). Südöstlich von Olsdorf ist eine solche Kleinstörung – sie streicht mit 117° – nachweislich von einer Flexur begleitet. Nach der detailgenauen Feldaufnahme von POHL (2003) erscheinen dort lokale Einfallwerte zwischen 30 und 65° ; die Einfallrichtung ist Südsüdwest (Kap. 3.2.).

Bei der großregionalen photogeologischen Strukturauswertung von Satelliten- und Luftbildern von BERNERS (1985) erwies sich die herzynische Nordwest-Südost-Richtung als gegenwärtig dritthäufigste Hauptrichtung. Identifiziert wurde beispielsweise ein „Trier-Vianden-Lineament“. Am nordostfranzösischen Ardennenrand ist eine sehr junge vertikaltektonische Aktivität dieser Strukturrichtung belegt (BERNERS 1985). Auch in den Lineament-Auswertungen von KREMB-WAGNER (1996: Karten 4a und 5) zeigt sich die starke Betonung der herzynischen Richtung. Die oben genannten, in der Our-Region neu kartierten Störungslinien mit den damit verbundenen Zerrüttungszonen bilden sich in diesen Lineament-Karten ab. Von W.WAGNER (1996: S. 138) war eine in nördlichen und nordöstlichen Nachbargebieten der Trierer Bucht entwickelte junge Störungsrichtung Nordwest-Südost erwähnt worden. Aufgrund der ihm damals vorliegenden Kartengrundlage (WAGNER et al. 1983) schien es ihm jedoch, dass diese „in der Trier-Bitburger Mulde nur selten als eigentliche Störungsrichtung auszumachen“ sei. Die hier beschriebenen Abschiebungen im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet sind erst kurze Zeit später auskartiert und in Publikationen dargelegt worden (DITTRICH et al. 1997; vgl. auch LGB 2005, DITTRICH et al. in Vorb.).

Die Aktivierung herzynisch streichender Strukturen steht im Zusammenhang mit der starken relativen Absenkung des Pariser Beckens im Südwesten. Verstärkt wird diese Tendenz durch die schon genannte Hebung der Osteifel. In der Abbildung von MEYER & STETS (2002, Abb. 5) ist die durch Nordwest-Südost-orientierte Abschiebungen gekennzeichnete Wallendorf-Region dort gelegen, wo die erste Silbe des Wortes Bitburg steht.

Schollen-„Späne“

Ein weiteres neu kartiertes tektonisches Element sind so genannte „Späne“. Dabei handelt es sich um auffällige schmale Zwickelschollen, die keine Bruchstaffeln, sondern von geschwungenen Abschiebungen umschlossene kleinere Tiefschollen sind. Sie treten dort auf, wo Bruchzonen des diagonalen und des variszischen Richtungssystems interferieren.

Ein auffälliger „Span“ liegt zwischen Burg und Brimingen auf Blatt 6004 Oberweis. Aufgrund von eigenen Kontrollkartierungen auf dortigen Ackerflächen musste er im Westen und Süden gegenüber der Kartendarstellung von POHL (2003) etwas „verschlankt“ werden. Auch konnte eine von POHL verzeichnete Ost-abschiebende Spezialstörung innerhalb dieser Struktur entfallen. Im Nordosten und Osten hingegen ließ sich der Kartierbefund bestätigen. Eine sehr spezifische, gut bekannte ardennische Randfazies des Unterkeuper (DITTRICH 2004) ermöglichte dort eine sehr treffsichere lithofazielle Horizont-Ansprache in kleinen Aufschlüssen (Pflugschürfe, Leitungsgräben usw.). Die große Störung im Südwesten war in den letzten Jahren unmittelbar erschlossen. Ein Böschungsanschnitt an einem Bauernhof in Burg (R 25 25 358 H 55 35 930) zeigte den Versatz von Unterem gegen Mittleren Muschelkalk (TAPP 1999, ARNOLD 2001).

Der betreffende „Span“ ist im Kreuzungsbereich zweier großer Strukturlinien eingebrochen. Nördlich von Körperich, im Arbeitsgebiet von NORBISRATH (2001), biegt ein variszisch streichender Störungsabschnitt nach Westen hin in die diagonale Richtung

um, während die variszische Lineation sich als Flexurlinie fortsetzt. Diese ist nachweislich alt angelegt. In den Mächtigkeits- und Faziesmustern der frühen Trias erweist sich die Bedeutung dieser variszischen Struktur (DITTRICH & NORBISRATH 2006). Östlich von Mettendorf setzt sich die variszische Lineation dann wieder als Bruchlinie durch. Dort, wo sie eine der diagonalen Hauptabschiebungen zum Luxemburger Zentralgraben kreuzt, liegt der beschriebene Schollen-„Span“.

Ähnlich ist es beim sicher belegten kleinen Buntsandstein-„Span“ bei Sinspelt (Arbeitsgebiet WILDE 2001). Auch dort trifft eine variszische Bruchlinie (im Westen) auf eine der diagonalen Staffelstörungen des Luxemburger Zentralgrabens (im Nordosten).

Ein weiterer, sehr langgezogener „Span“ verläuft bei Nattenheim, im Randbereich der Blätter 5904 Waxweiler und 5905 Kyllburg. Dieser ist bislang nicht detailliert auskartiert und dokumentiert worden. Die derzeitige Kartendarstellung basiert auf LEPPLA (1908) und einer Bochumer Diplomkartierung (MEYERING 1985), die allerdings im fraglichen Bereich durch relativ wenig Datenpunkte abgesichert ist. Von einer Nord-Süd-orientierten Störung im Nimstal wird diese Spezialstruktur in zwei Teilbereiche untergliedert (Abb. 3). In der schematisierten Schollenkarte von KREMB-WAGNER (1996: Karte 3; vgl. Kap. 2.) entspricht dieser Kleingraben bei Nattenheim dem Nordost-Ausläufer des „Brecht Grabens“. Dieser tektonische „Span“ liegt ebenfalls dort, wo die Nordwest-Flanke des Luxemburger Zentralgrabens mit einer variszischen Bruchzone interferiert. In diesem Fall ist es der nördliche Randbereich der Ardennen-Südrandzone.

Der südlichste der im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen „Späne“ liegt bei Minden, im Südostteil von Blatt 6104 Bollendorf. Dort, östlich von Echternach, überlagert sich die Südost-Abdachung des diagonalen Grabens von Eschweiler-Edingen mit der Nordflanke des variszisch streichenden Horsts von Echternach (Abb. 2).

3.2. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen

Die von DITTRICH (1989: S. 29) dargelegte Deutung der gegenwärtigen Lagerungsverhältnisse als Resultat vertikaler Relativbewegungen und einer vornehmlich dehrenden Beanspruchung der Deckschichten hatte der Anschauung von BERNERS (1985) widersprochen, dass im südostluxemburgischen Raum eine kräftige postvariszische Deformation stattgefunden hätte. Nach Ansicht von BERNERS sind durch kompressive Tendenzen verursachte schernde Horizontalbewegungen als das prägende Element der heutigen Schichtlagerung anzusehen. Als Beleg für starke horizontale Bewegungskomponenten wertete er „Desorientierungen des Gefüges bzw. der Gefügetrennungen“ (S. 249). Darunter wurden bogige bis winklige Verläufe von Störungslinien verstanden, die durch „zwanghaftes Einbiegen in vorgegebenen Schwächezonen“ (S. 251) entstanden seien (vgl. dazu auch DITTRICH in Vorb.). BERNERS beschrieb Verkip-pungen von Staffelschollen, enggescharte antithetische Verwerfungsstaffeln und fiederartig aufspaltende synthetische Schollentreppen. Weitere, eindeutiger Belege für Kompression und Scherung – wie Aufschiebungen oder horizontale Harnischstriemungen – wurden nicht genannt.

Deutlichere Hinweise stammen aus Buntsandstein-Aufschlüssen im Kylltal. ELBERSKIRCH (1937) hatte in einer frühen, noch wenig detaillierten Darlegung der Tektonik der Mechernicher Triasbucht und – untergeordnet – der Trierer Bucht von Blattverschiebungen berichtet. Die die Südeifel betreffende Interpretation basierte auf der Beobachtung von Kluffflächen mit horizontalen Harnischstriemungen („Rutschstreifen“) zwischen Speicher und Philippsheim sowie bei Kordel.

Horizontale Bewegungskomponenten an Abschiebungen wurden einige Jahrzehnte später auch von NEGENDANK (1983: S. 96) erwähnt. Diese seien an den selten aufzufindenden horizontal verlaufenden Harnischen erkennbar. Konkret genannt wurden derartige, gut ausgebildete Harnischstreifen an einer 135°-streichenden Störungsfläche oberhalb des Weinbergs Augenscheiner in Trier (vgl. dazu auch DITTRICH in Vorb.). KREMB-WAGNER (1996: S. 59) erwähnte „horizontalgesträumte Harnische“ im Raum Wellkyll bis Philippsheim im Kylltal sowie solche mit 5 bis 10° Neigung bei Kordel.

Einen anderen methodischen Zugang lieferte G. H. WAGNER (1967). Im Rahmen einer bundesweiten Erhebung hatte er Drucklösungsphänomene in Karbonaten untersucht. In Dolomiten des Oberen Muschelkalk im Moseltal südwestlich von Trier und im Saargau waren dabei millimeter- bis etwa 2 cm lange horizontale Stylolithenzapfen aufgefunden worden. Da im hiesigen Deckgebirge üblicherweise nur schwach ausgeprägte, vertikal orientierte Stylolithensäume vorkommen (RÖBLE et al. 1999), handelte es sich dabei um aussagekräftige Sonderfälle. WAGNER wertete diese Horizontalstylolithen denn auch als regionalgeologische Druckspannungsindizien. Leider blieben diese isoliert publizierten Beobachtungen den nachfolgenden Regionalbearbeitern der Südeifel weitgehend unbekannt. Dementsprechend fehlt bislang eine genauere tektonische Ausdeutung dieser Beobachtungen (vgl. dazu DITTRICH in Vorb.).

In einer Kurzpublikation zur Tektonik der südöstlichen „Trier-Bitburger Mulde“ skizzierte W. WAGNER (1996: Abb. 1) ein vermutetes, überwiegend sinistral, lokal auch dextral scheres Spannungsfeld. Darüber hinaus wurden im weiteren Bereich des unteren Kylltales einige „Störungen mit lokalem Aufschiebungscharakter“ verzeichnet. In den insgesamt vier Textseiten der Publikation fehlte aber eine Dokumentation der zugrunde liegenden Geländebefunde (weitere Ausführungen dazu bei DITTRICH in Vorb.).

Alle vorgenannten älteren Aufschlussdaten und Deutungsansätze hatten sich auf luxemburgisches Gebiet oder den südöstlichen Teil der Trierer Bucht bezogen. Im Nordwesten fehlten dementsprechende Befunde. Die Neukartierungen der nachfolgenden Jahre lieferten dann allerdings auch einige tektonische Beobachtungen, die sich nicht bloß mit dehnender Beanspruchung erklären lassen.

Steilstehende Störungsflächen

In der Schlucht Menschgracht südlich von Mettendorf (TK 25 6003 Mettendorf, R 25 24 400 H 55 33 120) wurde eine tektonisch stark zerstückelte Aufschlusswand des höheren Muschelsandstein (mu1) vorgefunden. Sie wurde detailliert aufgenommen und skizziert (Abb. 6). Mehrere Bruchflächen konnten eingemessen werden. Die Streichwerte schwanken zwischen 30 und 65°, Werte zwischen 34 und 54° dominieren (GEBAUER 1988). Sie können wohl dem diagonalen Richtungssystem zugeordnet werden (Abb. 1). Auffallend ist das steile Einfallen der dicht gescharten Bruchflächen – durchschnittlich 80,6°, maximal 87°. Der damalige Bearbeiter referierte denn auch eine mündliche Mitteilung seines Betreuers Prof. Dr. H.-U. SCHWARZ (Univ. Bochum), dass die geringen Sprunghöhen der zahlreichen steilen Bruchflächen möglicherweise ein Hinweis auf Blattverschiebungstektonik seien. Eine Abschiebung mit deutlichem vertikalem Versatz war im dortigen Gebiet nicht auszukartieren gewesen (GEBAUER 1988, DITTRICH et al. in Vorb.). Im Umfeld dieser Lokalität fanden sich jedoch mehrere Störungsbrekzien, als Zeugnisse starker tektonischer Beanspruchung. Wahrscheinlich haben hier horizontale Relativbewegungen von Gesteinskörpern stattgefunden.

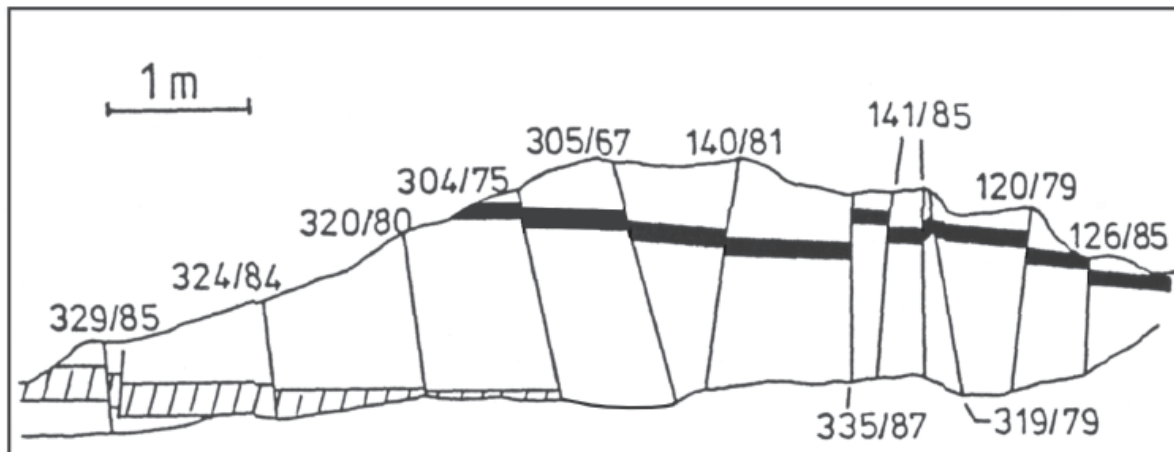


Abb. 6: Kleintektonik einer WNW-ENE-orientierten Aufschlusswand im Muschelsandstein (mu1) der Menschgracht (TK 25 6003 Mettendorf, R 25 24 400 H 55 33 120; aus GEBAUER 1988). Blick nach Süd-südwest. Notiert sind die Einfallrichtungen und -werte der Bruchflächen, die Horizonteintragungen sind fiktiv und dienen lediglich der Veranschaulichung.

Eine andere, mit Werten zwischen 90 und 80° auffallend steil stehende Abschiebungsfläche zeigt sich in einem Steinbruch bei Meckel (Blatt 6105 Welschbillig, ca. R 25 38 300 H 55 28 300). Sie hat einen vertikalen Versatz von nur 3 m und streicht mit 54–56°. Auch diese nahezu saigere Störungsfläche könnte auf Horizontalbewegungen zurückgehen (s. Publikation Teil II).

Bogenförmige gegensinnige Abschiebungen

Gemeint sind hier auffällig bogig geformte Abschiebungs-Geometrien mit nordwestlich gerichteten Versätzen. Derartige Abschiebungsrichtungen stellen am Nordwest-Rand der Trierer Senke, also in der Abdachung von den Ardennen im Nordwesten zum strukturell tiefer liegenden Deckgebirge der Trierer Bucht eine seltene Ausnahme dar. Es handelt sich um relativ kleinräumige Strukturen. Dennoch ließen sie sich relativ exakt kartographisch dokumentieren. Entscheidend dafür war, dass der lithostratigraphische Wissensstand gegenüber GREBE (1887–1892) erheblich fortgeschritten ist. Zahlreiche Forschungskernbohrungen und mehrere lithofaziell gut belegte Pflugschurf-Profile an Talhängen sind ausgewertet worden, so dass selbst kleine Aufschlüsse mit hoher stratigraphischer Niveaugenauigkeit eingestuft werden können. Die verbleibenden Fehler liegen etwa im 5 m-Bereich. Dementsprechend können recht verlässliche Strukturkarten erstellt werden, die rechnerisch „aufgehen“. In den Kartierungen von GREBE (1884–1892) war es im Mittelkeuper noch zu einigen stratigraphischen Fehldeutungen gekommen (vgl. dazu DITTRICH et al. 1997); lokal konnten dadurch Fehler von 10 bis 35 m entstehen. Damit war keine verlässliche Erfassung der Schichtlagerung möglich gewesen. Auch sind die zugrunde liegenden topographischen Karten heute weitaus detailgenauer als die der preußischen Erfassungszeit. Günstig wirkte sich auch der durch die Motorisierung der Landwirtschaft ermöglichte Zuwachs an Ackerflächen aus.

Insbesondere bei der Kartierung des TK 25-Blattes 6004 Oberweis war eine sehr hohe Auflösungsgenauigkeit gewährleistet. In dieser Region existieren nur wenig känozoische Deckschichten und vergleichsweise geringmächtige Bodenbildungen.

Fördernd hinzu kommen die inzwischen sehr genauen Kenntnisse der dortigen Keuper-Feinstratigraphie und die geringen Mächtigkeiten der nach Nordwesten hin, zum ehemaligen Hinterland stark reduzierten Keuperschichtglieder (DITTRICH 1989; DITTRICH et al. 1997, 1998; LGB 2005). Durch die dementsprechend gut gesicherte Ansprache der erschlossenen Profilabschnitte war die Kartierung von kleineren Abschiebungen möglich. Dies galt insbesondere im Bereich von großen Ackerflächen.

Ein Nordwest-abschiebender Störungsbogen fand sich im Arbeitsgebiet von KOBE (1996), östlich des Prümtales (Abb. 3). Trotz seiner ungewöhnlichen Versatzrichtung hatte er dem damals zugrunde gelegten Strukturmodell (Kap. 2.) nicht widersprochen. Unmittelbar im Senkenzentrum der Echternacher Grabenzone gelegen, konnte er als Ausgleichsbruch zwischen einer Nord-Süd (rheinisch) und einer Südwest-Nordost (diagonal) streichenden Großstörung interpretiert werden.

Ein überraschendes Ergebnis war dann allerdings der Nachweis von weiteren Nordwest-abschiebenden Störungslinien im Arbeitsgebiet von POHL (2003; Abb. 3). Deren Versatzbeträge können etwa 10 bis 20 m betragen. Dies ergab sich im Zuge einer lithostratigraphisch detailgenauen Muschelkalk- und Keuper-Kartierung. Der Bearbeiter des nordöstlichen Nachbargebietes (BOSOLD 1996) hatte zuvor – in Übereinstimmung mit dem bisherigen Strukturmodell (Kap. 2.) – nur Südost-Abschiebungen verzeichnet. Im unmittelbaren Grenzgebiet musste diese tektonische Deutung revidiert werden.

Nun erwies es sich, dass GREBE (1887), dessen Kartendarstellungen im Zuge der Revisionskartierung 1 : 10 000 teils modifiziert, teils widerlegt wurden, in dieser Hinsicht prinzipiell richtig kartiert hatte. Südwestlich, nördlich und nordöstlich von Oberweis – also etwa im selben Gebiet – hatte auch er Nordwest-gerichtete Abschiebungslinien verzeichnet. In seinen frühen Textdarlegungen (GREBE 1884: S. 482) wird bereits an zwei Stellen von einem keilförmigen, zwischen zwei „Klüften“ „gesunkenen Gebirgsteil“ berichtet. In der nachfolgenden amtlichen GK 25 (GREBE 1887) sind sogar drei gegensinnige Abschiebungen dargestellt. Die südliche davon zeigt entlang ihres Gesamtverlaufes allerdings einen recht unplausiblen zweifachen Wechsel ihres Versatzsinnes. Insgesamt weichen die damaligen Störungslängen und -geometrien stark vom heutigen Befund ab.

Derartige bogenförmige Abschiebungen können teilweise als – im heutigen Kartenbild mehr oder weniger unkenntlich gewordene – ehemalige Randstörungen von kleineren Pull-apart-Becken gedeutet werden; dies gilt in gleicher Weise für einige Südost-abschiebende Störungsbögen (s. Publikation Teil II).

Engräumige Flexur- und Kippschollen-Tektonik

Ein tektonisch vielgestaltiges Areal fand sich im Arbeitsgebiet von POHL (2003). Es liegt in einem Waldstück südöstlich von Olsdorf, zwischen der Kreisstraße 13 und Kobenheim („K“ in Abb. 3). Der schroffe Untergrund lässt hier keine Nutzung als Acker- oder Weideland zu. Dolomitbänke bzw. -platten des höheren Oberen Muschelkalk (Untere Ceratitenschichten) mit Kantenlängen bis zu mehreren Metern ragen hier schräg aus dem Boden. Die einzelnen Schichtköpfe können einige Dezimeter – maximal 1,5 m – weit vorstehen. Da die meisten dieser Dolomitplatten keine zufällige, sondern eine erkennbar systematische Anordnung zeigen, war bald klar, dass es sich um anstehende Schichtverbände handelt. Diese wurden von H.-R. POHL detailliert eingemessen und dokumentiert. Die Schichtlagerungsdaten wurden ergänzt durch 266 Kluftmessungen. Im Rahmen der Gesamtkartierung lassen sich die Ergebnisse in einen sinnvollen tektonischen Kontext stellen.

Interessant sind die zwischen 10 und 65° , meist zwischen 25 und 40° schwankenden, auffällig hohen Einfallswerte. Gemessen wurden westliche, südliche und schließlich südöstliche Einfallrichtungen, die insgesamt ein umlaufendes Streichen erkennen lassen. Gewisse Abweichungen von einzelnen Streich- und Einfallwerten sind wohl auf abgelöste und (teils gravitativ, teils kryogen?) verstellte Schichtköpfe zurückzuführen. Derartig hohe Neigungswinkel sind im sonst eher ausgeglichen und unspektakulär einfallenden Deckgebirge dieser Region eine eklatante Ausnahmeerscheinung. Ohne flexurelle Effekte im Einflussbereich von Störungen sind sie hier kaum erklärlich. POHL legte dazu einen interpretierenden Profilschnitt vor, in dem gegensinnig geneigte Abschiebungen und dementsprechende Schichtverteilungen angenommen werden (Abb. 7). Die im Profil dargestellte Geländestrecke beträgt etwa 80 m. Insgesamt wurde von einer starken Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung ausgegangen. Ursächlich sollte eine absinkende kleine Grabenscholle im Nordwesten gewesen sein. In Analogie zum damals schon bekannten Dillinger Schmalgraben (Kap. 2., Abb. 2) wurde von POHL (2003) ein rheinisch ausgerichteter „Olsdorfer Schmalgraben“ vermutet. Dem kann hier nicht gefolgt werden. Stattdessen handelt es sich wohl um eine kleine isolierte Senkungsstruktur. Deren Zuordnung zu rheinischen Richtungsmustern ist im überregionalen Kontext wenig wahrscheinlich. Dies zeigen auch die auftretenden Kluftrichtungen, mit Maxima um 30° und – senkrecht darauf – um 120° . Die von Norden kommende Nordwest-abschiebende Störungslinie (Abb. 3) ist dementsprechend gegenüber der Kartendarstellung bei POHL etwas gedreht worden. Alle bekannten Aufschlussdaten wurden dabei berücksichtigt. Dies gilt auch für die im Anschlussgebiet von SEIDEL (2001) dokumentierten Aufschlussbeobachtungen. Die Störungslinie streicht nach neuem Kenntnisstand etwa 30° , wie es dem Kluftmaximum der benachbarten Kluftrosen c3/2 und c3/3 bei POHL (2003) entspricht. Die Hochscholle südöstlich der von einer Flexurzone begleiteten Abschiebung präsentiert sich anscheinend als Südwest-Nordost-streichende „Sattelachse“ mit tendenziell umlaufenden Streichrichtungen. Im Südwesten fiedert die Störung in mehrere kleinere

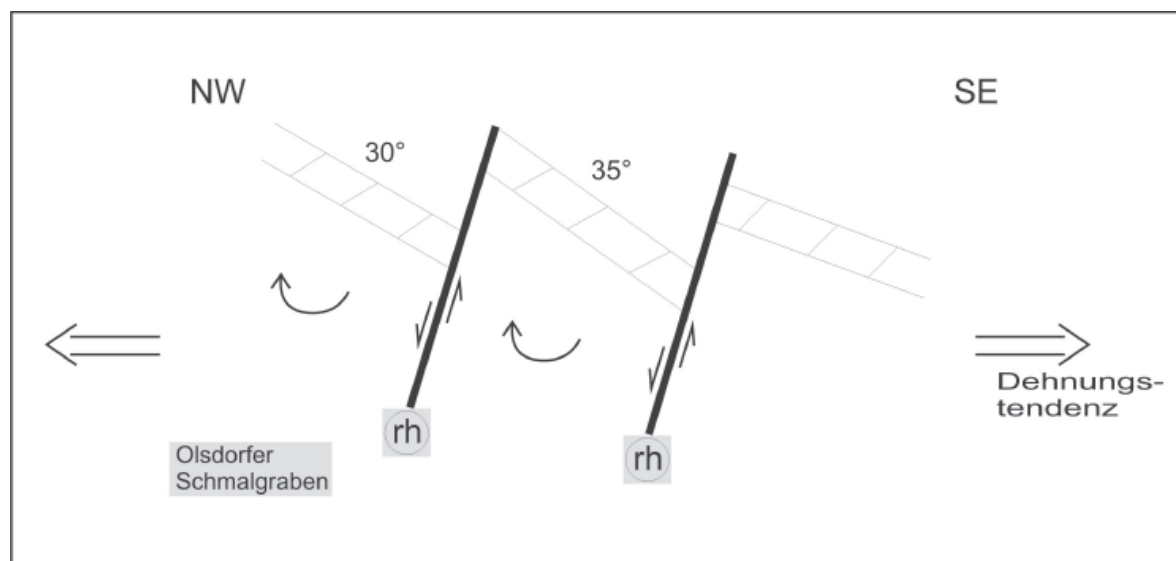


Abb. 7: Schematische Darstellung der Kippschollen-Tektonik südöstlich von Olsdorf (aus POHL 2003, graphisch verändert: grau unterlegt = Abweichungen vom gegenwärtigen Wissensstand).

Staffelbrüche auf. In den südsüdwestlichen Einfallrichtungen im Südwesten und den südöstlichen Einfallrichtungen im Südosten klingen bereits zwei weitere dort auskartierte, von Flexuren begleitete Abschiebungen an (Abb. 3). Dort im Südosten ist der Profilschnitt der Abb. 7 angesiedelt.

Sämtliche bekannten Strukturdaten dieses Gebietes wären mit einer Dehnung zu erklären. Bemerkenswert ist jedoch die gegensinnig zum Generaleinfallen orientierte Ausrichtung der genannten 30°-Abschiebung. Wahrscheinlich wurde hier ein zuvor schon großräumig nach Südosten, zum Südeifeler Zentralgraben hin geneigtes Deckgebirgsareal kleinräumig überprägt und dabei stark gedehnt. Die vielen kleinen Staffelbrüche begrenzen einen kleinen, asymmetrischen, nach Nordwesten hin weitaus deutlicher abgesetzten tektonischen Graben. Eine Genese dieser Tiefstruktur als trans-tensionaler Pull-apart-Graben wäre denkbar (s. Publikation Teil II, Kap. 5.2.).

Horizontalharnische

Horizontal oder subhorizontal verlaufende Gleitstriemen sind im Ostteil der Trierer Bucht, in den Buntsandstein-Aufschlüssen des Kylltals, ein durchaus verbreitetes Phänomen (OEHMS 2006, MÜLLER 2006, DITTRICH in Vorb.). In den dort in großer Mächtigkeit zutage tretenden verbandsfesten Sandsteinen des Oberen Buntsandstein sind sie offenbar besonders erhaltungsfähig. Anders ist es im hier beschriebenen zentralen und nordwestlichen Teil der Trierer Bucht. Dort dominieren Muschelkalk- und Keuper-Ausbissflächen mit überwiegend mergeligen Gesteinsabfolgen. Harnischstriemungen sind hier kaum erhaltungsfähig. Auch die in den nordwestlichen Außenbereichen der Trierer Bucht anstehenden Buntsandstein-Gesteine sind teilweise nicht verbandsfest genug. Sie liegen hier in einer vergleichsweise geringmächtigen, mürben, oft auch konglomeratischen ardennischen Randfazies vor (LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006). Diese lithofaziellen Gegebenheiten und die oft mäßigen Aufschlussbedingungen führen dazu, dass Horizontalharnische im hier untersuchten Gebiet nur sehr selten beobachtet werden können.

Bessere Erhaltungsbedingungen bieten die Dolomitabfolgen des Oberen Muschelkalk. Dies gilt insbesondere für die hart und dickbankig ausgebildeten Trochitenschichten (mo1). Aus diesem stratigraphischen Niveau stammt die einzige bisher bekannte Beobachtung von Horizontalharnischen. WARTENBERG (1996) hatte in einem heute leider nicht mehr zugänglichen, Müll-verfüllten mo1-Aufschluss subhorizontale Harnischstriemungen auf diagonal streichenden Kluffflächen gefunden. Die Lokalität liegt am Bachbett des unteren Grasbachs östlich Niederweis (TK 25 Blatt 6104 Bollandorf, R 25 33 960 H 55 25 800). Darauf basierend hatte WARTENBERG auf Horizontalverschiebungen in südwestlicher Richtung geschlossen; genannt wurden Azimuthwerte von 215-220°. Nähere Spezifizierungen, die auf die Art der Relativbewegungen schließen lassen würden, wurden nicht dokumentiert.

Harnischstriemungen, die auf Blattverschiebungen hindeuten, waren auch östlich von Oberweis zu beobachten. Sie fanden sich auf einem isolierten Sandstein-Block, in der Nähe von kleinen aufgelassenen Steingruben am Burghof (Blatt 6004 Oberweis, R 25 31 450 H 55 36 000). Aus dem Schichtungsgefüge des Sandsteins ist abzuleiten, dass es sich um (sub-)horizontal verlaufende Harnischstriemen handelt. Sie überziehen eine ursprünglich etwa senkrecht orientierte, stellenweise noch mit Quarzausscheidungen tapezierte Klufffläche. Das Gestein selbst ist ein mittelhätischer Quarzsandstein (Oberkeuper), von der Art, die das dortige Rhätplateau aufbaut. Der Fund entstammt einer Nachbegehung im Kartiergebiet von SEIDEL (2001).

Schliffbefunde

Meiner Kenntnis nach existiert bislang nur ein einziger Gesteinsdünnschliff, der Hinweise auf eine stärkere tektonische Beanspruchung liefert. Angefertigt und abgebildet wurde er von BOSOLD (1996, Abb. 8). Die entsprechende Gesteinsprobe entstammt dem basalen Voltziensandstein (höherer Oberer Buntsandstein) eines Wassersrissprofils beim Echtersbach, östlich von Feilsdorf (TK 25 Blatt 6004 Oberweis, ca. R 25 30 500 H 55 38 950).

Der beprobte dolomitisch zementierte Silt- bis Feinsandstein zeigt ein sehr feines „Dolomitbröckel“-Gefüge. Neben Quarzkörnern erscheinen unscharf begrenzte klastische Dolomitpartikel. Diese weisen ein poikilotopisches Gefüge auf, mit kleinen Quarzkörnern, die in überwiegend feinkörnigem Dolomit „schwimmen“. Die dolomitischen Klaster sind eisenreicher und stärker rot gefärbt als die umgebende hellbraune Matrix aus kantigen Quarzkörnern und fein- bis grobkristallinem Dolomit. Auffällig sind die zahlreichen Brüche in den Quarzkörnern, die etwa parallel der Schichtung verlaufen. Möglicherweise erkennt man auch nur die Schnittlinien von schräg verlaufenden, nach vorne oder hinten einfallenden Bruchflächen mit der Dünnschliff-Ebene.

Zweifellos zeigt sich in dieser Frakturierung eine sehr starke spröde Deformation des Sandsteins. Zum Zeitpunkt der damaligen Kartierung war dieser Schliffbefund noch weitgehend unerklärlich. Die Annahme einer zusätzlichen, bislang noch unentdeckten Störungszone im Ausstrichbereich des Buntsandstein lag jedoch nahe (BOSOLD 1996: Anhang, S. IV). In Hinblick auf die Deformation hatte es sich lediglich um einen Zufallsfund gehandelt. Die Gesteinsprobe war für eine lithologische Beschreibung bestimmt gewesen und deshalb nicht orientiert entnommen worden.

Aus Blattverschiebungszonen anderer, vergleichsweise stark tektonisierter Gebiete der Erde sind so genannte Mylonite bekannt, stark zerscherte, „zermahlene“ Gesteine. Deren Kornbestand umfasst feinkörnige Gesteinszerreißel, die durch Bewegungsvorgänge im Gestein gebildet wurden. Auch eine deutliche Flächentextur entstand bei derartigen Scherverformungen. Allerdings sind zur Entstehung solcher Mylonite hohe Temperaturbereiche erforderlich; charakteristisch sind Merkmale einer synkinematischen Rekristallisation. Eine derartig intensive Tektonisierung ist im Untersuchungsgebiet unwahrscheinlich. Möglicherweise ist jedoch in einer beginnenden kataklastischen Zerschörung die Erklärung für den hier abgebildeten Schliffbefund zu suchen (s. Publikation Teil II).

4. Zur Differenzierung von unterschiedlichen Scherbeanspruchungen

Seit dem Ende der mesozoischen sedimentären Dokumentation, also im langen erdgeschichtlichen Zeitraum vom frühen Lias bis heute, ist sicherlich von zeitlich schwankenden Spannungsfeldern mit wechselnden Hauptspannungsrichtungen auszugehen. Zahlreiche plattentektonische Bewegungsakte haben seither stattgefunden. Als Folgeerscheinungen können dementsprechend unterschiedliche Deformationsmerkmale erwartet werden. Eine Auswertung der strukturellen Gegebenheiten der Trierer Bucht muss daher eine zeitliche Aufeinanderfolge verschiedener Deformationsakte in Betracht ziehen. Eine zusammenfassende Betrachtung von Bruchlinien, Harnischstriemungen etc., die bei verschiedenen Prozessen entstanden oder reaktiviert worden sind, ist zum genetischen Verständnis wenig dienlich, sie führt vielmehr in die Irre.

BURTMAN (1979) betonte, dass das Vorhandensein eines „gesättigten, stationären Bruchnetzes“ für jeden älteren Kontinent charakteristisch sei. Dementsprechend sei

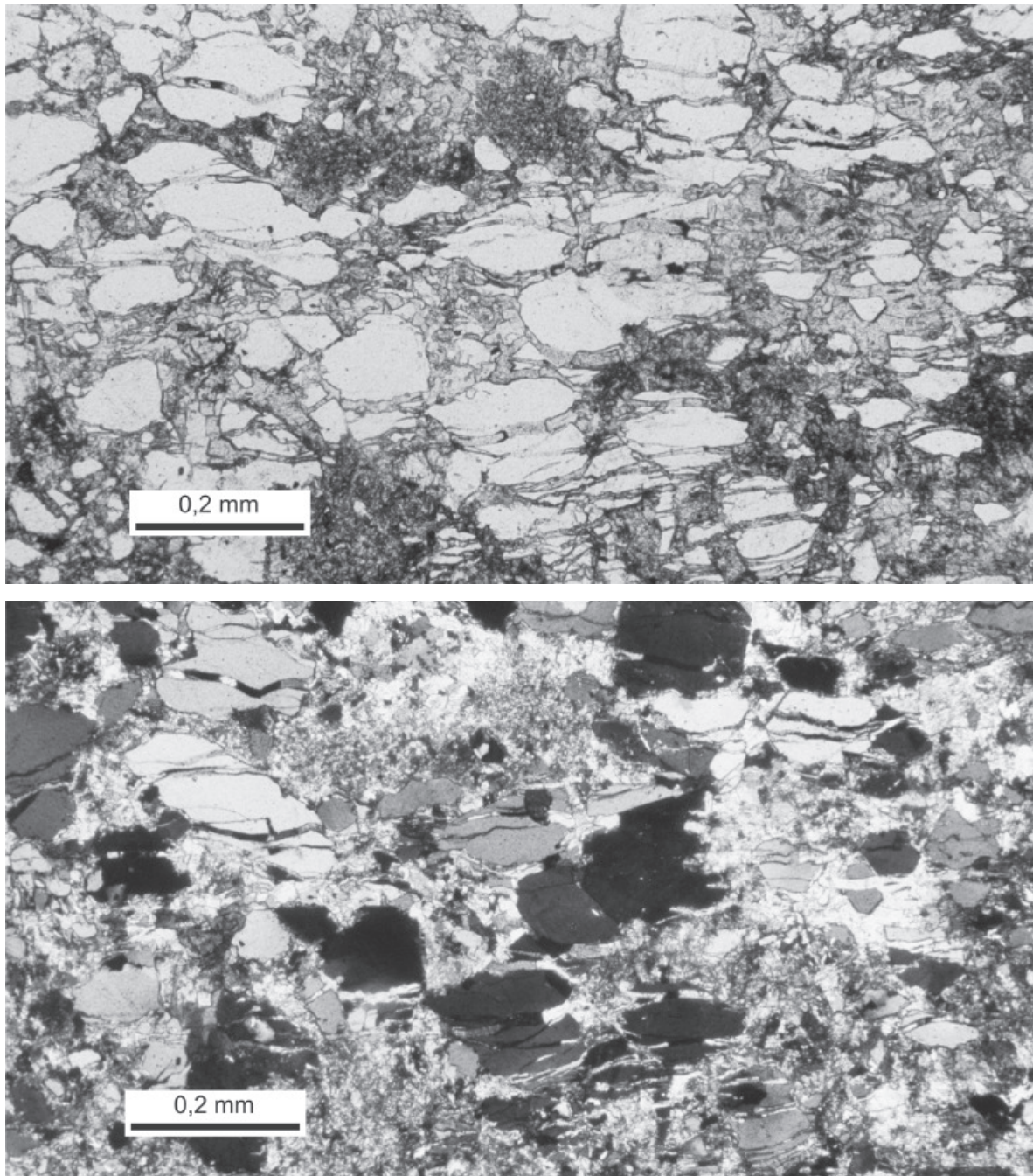


Abb. 8: Deutliche Frakturierung von Quarzkörnern der Feinsandfraktion im Dünnschliffphoto. Oben: Durchlicht, unten: polarisiertes Licht (Fotos: A. BOSOLD).

dort auch bei einem Wechsel des angreifenden Spannungsfeldes keine wesentliche Änderung des strukturellen Inventars mehr zu erwarten. Stattdessen würde es nur noch zu einer Änderung der Verschiebungsrichtungen an den schon vorgegebenen Brüchen kommen. Dies wiederum bedeutet, dass aus der bloßen Existenz eines solchen Bruchnetzes noch keine unmittelbare Aussage über einen spezifischen Beanspruchungsplan oder gar das aktuelle Spannungsfeld abzuleiten ist. Eine sehr differenzierte, zeitlich abgewickelte Betrachtung ist erforderlich.

Bei früheren tektonischen Ausdeutungen wurde die Mehrphasigkeit der Deformation weitgehend vernachlässigt. ELBERSKIRCH (1937) hatte lediglich einen einaktigen Deformationsprozess angenommen und als genetische Ursache **aller** beobachteten tektonischen Phänomene in der Trierer Bucht lediglich den Vorgang der „Einmündung der Schichten“ gewertet. Überregionale Bezüge, etwa zum Oberrheingraben oder zur Alpentektonik, fehlten – auch aufgrund des damals noch geringen Wissensstandes. Einen moderneren, wenn auch wenig differenzierten Interpretationsansatz notierte dann WAGNER (1996: S. 136-137). Für das von ihm betrachtete Gebiet der südöstlichen Trierer Bucht nahm er eine einengende Beanspruchung in Nordwest-Südost-Richtung an. Die tertiäre Deformationsgeschichte sei bestimmt worden durch eine „große Kompression aus SE“ im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung der Alpen.

Zweifellos ist eine Analyse zeitlich aufeinanderfolgender großräumiger Bewegungsphasen ohne eine Berücksichtigung der Ergebnisse aus angrenzenden Gebieten nicht sinnvoll. Die Auswirkungen der alpinen Faltungsfront im nördlichen Vorland sind inzwischen von zahlreichen Bearbeitern detailliert untersucht worden. Am deutlichsten studieren lässt sich das Geschehen im Bereich des Oberrheingrabens. Von hohem Interesse sind auch die Ergebnisse aus der Niederrheinischen Bucht (bzw. dem Rurgraben) und dem linksrheinischen Schiefergebirge.

Entscheidend für das Verständnis des strukturellen Werdeganges des Südeifel-Deckgebirges ist das kinematische Geschehen im Tertiär. Seit dem frühen Känozoikum wurde die Entwicklung der europäischen Krustenareale kontrolliert durch plattentektonische Vorgänge im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese (MICHON et al. 2003). Im ausgehenden Eozän begann der Einbruch des Oberrheingrabens. Westlich des Rheines – in Rheinland-Pfalz – entstand ein System von Abschiebungen, das noch bis in den angrenzenden Pfälzerwald hineinreicht (s. Publikation Teil II). Die Bruchlinien entstanden bei einer WNW-ESE, später dann Nordwest-Südost orientierten Krustenextension (SCHUMACHER 2002, Abb. 9). Die Gesamtentwicklung – auch die oligozäne bis quartäre Subsidenz des Rurtal-Riftsystems – steht im Zusammenhang mit der westeuropäischen Rift-Bildung (BERGERAT 1987, MICHON et al. 2003). Das Phänomen ECRIS (European Cenozoic Rift System) wurde von DÉZES et al. (2004) umfassend dargelegt. Es handelt sich um eine breite Gürtelzone im Alpenvorland, die gut 1100 km lang ist und von der Nordsee bis zum Mittelmeer reicht. Sie zeigt eine ungewöhnliche Hochlage der Moho (Mohorovičić-Diskontinuität zwischen Erdkruste und Erdmantel). Entstanden ist sie durch passives Rifting im Gefolge von „synkollisionalen“ orogenen Kompressionsbeanspruchungen (intraplate stresses) im Vorland der Alpen und der Pyrenäen.

Im Paläozän entstand zunächst eine erste lithospärische Aufdomung. Im Eozän erzeugten Nord-Süd-Schubspannungen vor allem eine enorme Krustenverkürzung (Abb. 9). Anders wurde es im späten Eozän. Durch einen verstärkten Widerstand des europäischen Vorlandes gegenüber der Subduzierung nach Süden bauten sich in den Kollisionsbereichen starke Nord-gerichtete kompressive Spannungen auf. Es kam zur Aktivierung von ECRIS. Dessen Weiterentwicklung geschah unter dem Einfluss eines sich mehrfach veränderndem kontinentalen Spannungsfeldes (BERGERAT 1987, SCHUMACHER 2002, MICHON et al. 2003). Dieses war der Ausdruck der Wechselwirkung des pyrenäischen und des alpinen Orogens mit den jeweiligen Vorländern.

Im Oberrheingebiet war die Ausrichtung der Hauptnormalspannungen des regionalen Stressfeldes im Laufe der Zeit einem feinen Wechselspiel unterworfen. Im mittleren Eozän existierte noch eine Nord-Süd-orientierte Hauptachse (σ_1) des Paläospannungsfeldes (Abb. 9). Die Hauptbruchstrukturen im Alpenvorland haben sich zu

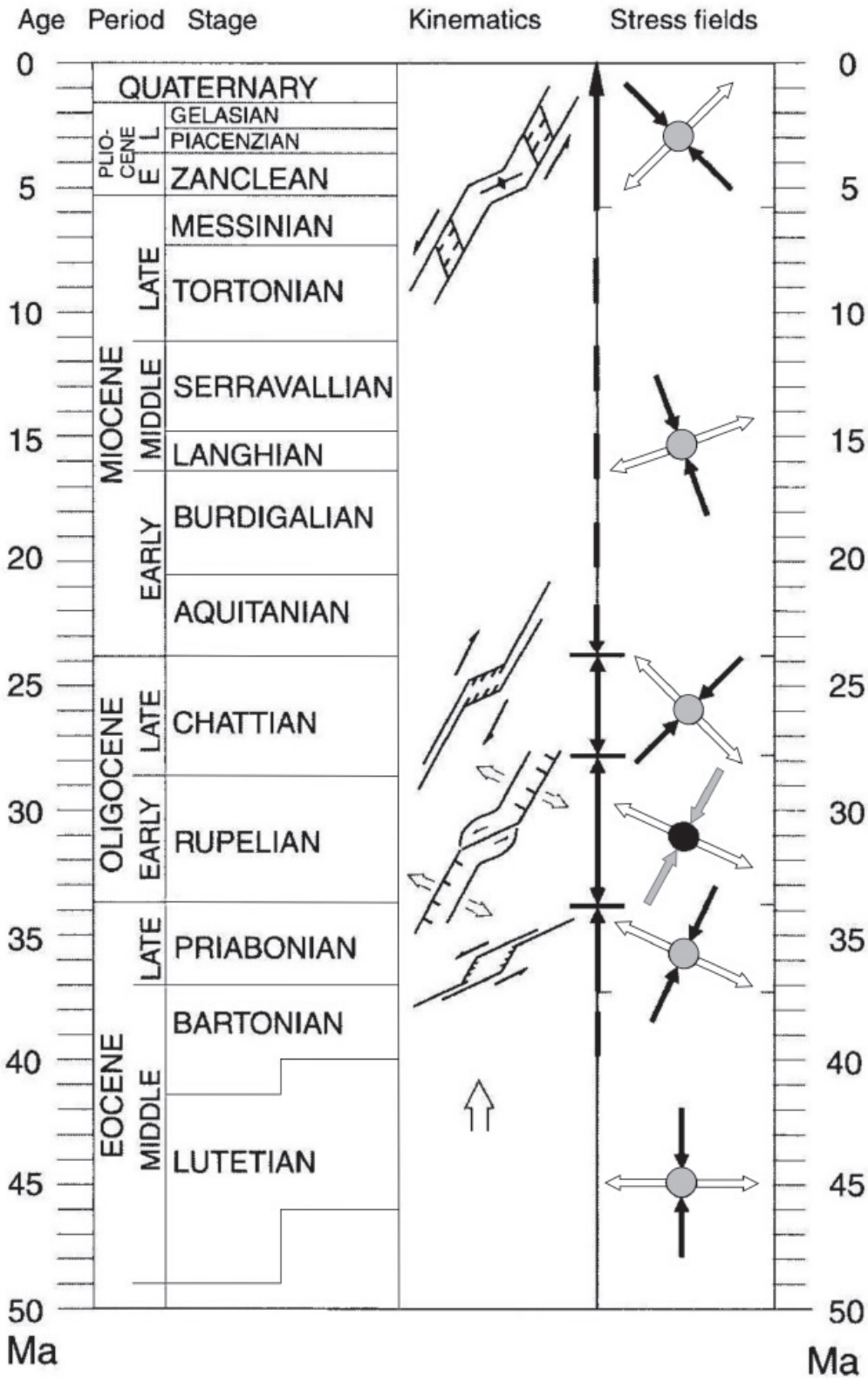


Abb. 9: Bewegungsphasen und zugrunde liegende Spannungsfelder im Bereich des Oberrheingrabens (nach SCHUMACHER 2002, Abbildung vereinfacht durch Auslassung der lithostratigraphischen Angaben). Signatur der Hauptnormalspannungen: σ_1 = schwarz, σ_2 = hellgrau, σ_3 = weiß.

dieser Zeit herausgebildet (BERGERAT 1987). Teilweise waren sie bereits durch ältere Strukturen vorgezeichnet gewesen (SCHUMACHER 2002). Im späten Eozän etablierte sich dann bei starker Scherspannung ein „strike slip“-Regime, mit sinistralen Blattverschiebungen im Oberrheingebiet. Die größte Hauptnormalspannung hatte sich im Uhrzeigersinn gedreht. Weitere Änderungen des Paläospannungsfeldes bis zum späten Oligozän – erst eine temporäre wechselseitige Umpolung von σ_1 und σ_2 und dann eine erneute Rotation im Uhrzeigersinn – hatten sehr differenzierte Bewegungsmuster zur Folge. Am Ende erfolgten dextrale Horizontalbewegungen entlang von rheinisch streichenden Bruchlinien. Insgesamt bildet das Oligozän die Hauptphase des Rifting; in diese Zeit fällt auch die nördliche Ausweitung des Oberrheingrabens in die Hessische Senke und den Rurgraben.

Im frühen Miozän endete die orogene Krustenverkürzung in den Pyrenäen. Infolgedessen wurde die weitere Entwicklung von ECRIS nur noch durch Schubspannungen aus dem Alpenraum gesteuert, zeitgleich mit der Aufstapelung (imbrication) der alpinen Außenbereiche (DÉZES et al. 2004). Im nördlichen Alpenvorland rotierten die tektonischen Hauptspannungen nunmehr im Gegenuhrzeigersinn. Im ausgehenden Oligozän und im Miozän drehte sich die Extensionsrichtung um enorme 70–80° (SCHUMACHER 2002, MICHON et al. 2003). Am Ende dieser Entwicklung verlief die Hauptschubspannungsrichtung nicht mehr annähernd parallel zum Oberrheingraben (NNE-SSW bzw. Nordost-Südwest) sondern Nordwest-Südost. Diese völlig anders orientierte Kompression führte zu einer Überprägung der zuvor entstandenen Strukturen.

Im späten Pliozän nahm die Nordwest-Südost-orientierte Kompression stark zu. Es etablierte sich eine Situation, die noch heute anhält. Sie resultiert aus der fortgesetzten Konvergenz im Gegenuhrzeigersinn von Afrika–Arabia und Europa, in Kombination mit den Auswirkungen der anhaltenden Spreizung des nordatlantischen mittelozeanischen Rücken. Insgesamt handelt es sich nicht um ein „einheimisches“ oder „hausgemachtes“ (indigenous) Stressfeld, sondern um die Fernwirkung nordhemisphärischer plattentektonischer Vorgänge (DÉZES et al. 2004).

Im Oberrheingebiet vollzog sich im Plio- und Pleistozän eine sinistrale Scherbewegung. Sie hält bis heute an und betrifft NNE-SSW streichende, rheinische Bruchlinien (SCHUMACHER 2002, Abb. 9). Im Eifel-Ardennenraum hingegen zeichnen sich junge dextrale Blattverschiebungen ab, die vorwiegend WNW-ESE, lokal aber auch Nordwest-Südost orientiert sind (SCHREIBER & ROTSCH 1998). Die größte horizontale Hauptnormalspannung verläuft derzeit in 140–150°-Richtung. AHORNER et al. (1983) ermittelten für die Schiefergebirgsregion eine rezente Kompression in 145°-Richtung. Der „World Stress Map“ zufolge (REINECKER et al. 2004) liegt gegenwärtig die maximale Horizontalspannung im Oberrheingebiet durchschnittlich bei 150°. Diesbezügliche Richtungsbefunde sind insbesondere im mittleren und nördlichen Oberrheingraben recht einheitlich (PETERS 2007).

Zeitgleich mit der Entstehung des Oberrheingrabens – ab der Kreide/Tertiär-Grenze und dann beschleunigt im Oligozän – begann sich im Norden der Rheinische Schild aufzuwölben (FUCHS et al. 1983, DÉZES et al. 2004). Auch dies steht im Zusammenhang mit der aktiven Riftzone, die das Rheinische Schiefergebirge zwischen der Niederrheinischen Bucht und dem Oberrheingraben durchschneidet (AHORNER et al. 1983). Anders als etwa der Rhônetalgraben im südlichen ECRIS-Bereich blieben das Rhein-Rift-System und das Rurgraben-Rift System im nördlichen Bereich bis heute aktiv (DÉZES et al. 2004). Dies betraf auch das Rheinische Massiv. Jedoch war dessen mechanische Reaktion anders als die seiner nördlichen und südlichen Vorländer. Statt mit

starken bruchhaften Deformationen reagierte es (im selben großregionalen Stressfeld!) vorwiegend duktil, mit annähernd plastischer Reaktion. Dies wurde ermöglicht durch die dort in großen Mächtigkeiten vorhandenen feinschichtigen und geschieferten Pelitgesteine. Der Rift-Charakter wird dadurch maskiert (ILLIES & FUCHS 1983). Dennoch existiert zweifellos eine Mantelanomalie unterhalb des Schiefergebirges; die Geschwindigkeiten der S- und P-Wellen sind deutlich erniedrigt (FUCHS et al. 1983, DÉZES et al. 2004). Ob es sich bei der dortigen Aufdomung des Erdmantels nun um einen primären, aus der Tiefe gesteuerten Prozess oder bloß um eine passive Reaktion im Gefolge von Destabilisationen im krustalen Stressfeld handelt, mag zunächst dahingestellt bleiben (vgl. Publikation Teil II).

Alle skizzierten strukturellen und kinematischen Gegebenheiten sollten bei der tektonischen Gesamtausdeutung der Trierer Bucht berücksichtigt werden. Die im Oberrheingebiet relativ genau rekonstruierten Spannungsfelder (Abb. 9) bieten wertvolle Hilfestellungen. Allerdings sind durch die genannten Hebungstendenzen im Eifel-Ardennen-Raum (Abb. 5) und die abweichende Orientierung des ECRIS-Riftgürtels im Mittelrheingebiet gewisse Modifikationen anzunehmen. Dementsprechend könnte es hier, im westlichen Nahbereich des Schiefergebirges – im Vergleich zum Oberrheingraben – zu einer etwas anders gearteten mechanischen Reaktionsfolge auf die im Tertiär wirksamen rotierenden Spannungsfelder gekommen sein. Auch liegt die Trier-Luxemburger Bucht in ihrer Gesamtheit weitaus westlicher als der Oberrheingraben. Die im Alttertiär aktive, WSW-ENE-streichende sinistrale Scherzone im nördlichen Burgund (BERGERAT 1987, MICHON et al. 2003: Rhine Saône Transfert Zone) war dementsprechend weniger weit entfernt. Es ist zu prüfen, ob in der Südeifel zeitweilig eine ähnliche, dem Bewegungssinn dieser großen Scherzone entsprechende kinematische Entwicklung stattgefunden hat. Auch eine starke mechanische Interferenz des alt angelegten, schon bei der variskischen Orogenese wirksamen Querelementes der Eifeler Nord-Süd-Zone – mit entsprechend modifizierten Beanspruchungsmustern – ist denkbar.

Schriften

- AHORNER, L. & BAIER, B. & BONJER, K.-P. (1983): General Pattern of Seismotectonic Dislocation and the Earthquake – Generating Stress Field in Central Europe between the Alps and the North Sea. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 187–197, 5 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- ARNOLD, G. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Fischbach–Oberraden und Baustert (Süd-Eifel) (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 66 S. + Anh., 12 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- BARTELS, L. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Heiderückens (Südeifel) (Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Kiel, 65 S. + Anh., 26 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- BERGERAT, F. (1989): Stress fields in the European Platform at the time of Africa–Eurasia collision. – *Tectonics*, 6, S. 99–132, 20 Abb., 3 Tab., Washington/D.C.
- BERNERS, H. P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. Diss. T.H. Aachen, 321 S., Aachen.

- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab., Bonn. – [unveröff.].
- BURTMAN, V. S. (1979): Das stationäre Bruchnetz der Paläozoiden und der Mobilismus. – *Z. geol. Wiss.*, **7**, S. 1257–1267, 4 Abb., Berlin.
- DÈZES, P. & SCHMID, S. M. & ZIEGLER, P. A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics*, **389**, S. 1–33, 5 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- DITTRICH, D. (1988): Die „Trier-Luxemburger Bucht“ – Ein eigenständiger Senkungsraum im Nordosten des Pariser Beckens? Vortrag 140. Hauptvers. deutsch. Geol. Ges. am 6./7. Oktober 1988 in Trier, Kurzf. in: *Nachr. Deutsch. Geol. Ges.*, **39**, S. 14–15, Hannover.
- (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXVI**, 223 S., 36 Abb., 6 Tab., 8 Anl., Luxembourg.
- (2004): Die ardennische Trias- und Lias-Randfazies in der Trierer Bucht (Exkursionen B1 am 15. und B2 am 16. April 2004). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **86**, S. 49–76, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2009, in Vorb.): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **37**, Mainz.
- (in Vorb.): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, Mainz.
- DITTRICH, D. & BARTELS, L. & VOGEL, K. (1997): Neue Ergebnisse zur Geologie des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens (zentrale Trier-Bitburger Mulde). Tektonik, Keuper- und Lias-Stratigraphie sowie ein Beitrag zur genetischen Deutung des Naturdenkmals „Irreler Wasserfälle“. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **26**, S. 55–98, 16 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **27**, S. 159–212, 22 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Mainz.
- DITTRICH, D. & FRANKE, W. R. & GAD, J. & HANEKE, J. & REQUADT, H. & SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1:300 000. (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- DITTRICH, D. & KLÖSGEN, M. & PANKNIN, A. (2005): Gipskeuper und ardennisch geprägter Schilfsandstein in der Forschungsbohrung Kranzbach/Bollendorf (Südeifel) – Neue Befunde zum Faziesmuster. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **33**, S. 245–294, 24 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & NORBISRATH, S. (2006): Konglomeratischer „Oberer“ Buntsandstein in den Forschungsbohrungen Roth/Our und Körperich (Südeifel) – stratigraphische Neubewertung und geologisches Umfeld. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **34**, S. 73–112, 15 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **35**, S. 81–134, 20 Abb., 3 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & GAD, J. & SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (in Vorb.): Geologische Übersichtskarte der Trierer Bucht 1:50 000. (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.

- DÖRNER, J. W. (2002): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Bitburg-Süd – Mötsch – Scharfbillig (Süd-Eifel) (Blatt 6005 Bitburg). Diplomkartierung Univ. Bonn, 47 S., 10 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- EICHHORST, F. (1996): Geologische Kartierung in der Trier-Luxemburger Bucht zwischen Echternach und Irrel (Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 29 S., 1 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- ELBERSKIRCH, W. (1937): Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. Teil B: Zur Tektonik der Trierer Bucht. – Jb. preuss. geol. Landesanst., **58**, S. 73–77, 2 Abb., Berlin.
- FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (1983): Epilogue: Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 405–411, (Springer) Berlin, Heidelberg.
- GEBAUER, T. (1988): Geologische Kartierung der Trias zwischen Hüttingen – Kruchten – Freilingen (Bl. 6003 Mettendorf). Diplomkartierung Univ. Bochum, 62 S., 10 Abb., 2 Taf., 4 Anl., Bochum. – [unveröff.].
- GREBE, H. (1884): Ueber die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon. – Jb. kgl.-preuss. geol. Landesanst., für **1883**, S. 462–485, 1 Taf., Berlin.
- (1887–1892): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Mettendorf Nr. 6003 (1891), Erläuterungen (1892) 12 S., Blatt Oberweis Nr. 6004 (1887), Erläuterungen (1892) 18 S., Blatt Bitburg Nr. 6005 (1891), Erläuterungen (1892) 14 S., Blatt Wallendorf Nr. 6103 (1891), Erläuterungen (1892) 10 S., Blatt Bollendorf Nr. 6104 (1891), Erläuterungen (1892) 16 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- HEINRICH, E. (1995): Stratigraphie und Tektonik des Devons und der Trias zwischen Gentingen, Niedersgegen und Hoesdorf. Blatt 6103 Wallendorf und Blatt 6003 Mettendorf (Südeifel). Diplomarbeit Univ. Kiel, 62 S. + Anh., 27 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- (1996): Revidierte Geologische Karte 1 : 10 000 der Region zwischen Gentingen, Niedersgegen und Hoesdorf (Blatt 6103 Wallendorf und Blatt 6003 Mettendorf/Südeifel). (GLA) Mainz. – [unveröff.].
- HIMMERKUS, J. (1996): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Keuper bei Rittersdorf und Dockendorf (Südeifel). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, XXI+137 S., 50 Abb., 1 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- HÖRBELT, B. (2001) Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Bitburg – Erdorf – Metterich (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 48 S., 18 Abb., 2 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- ILLIES, H. I. & FUCHS, K. (1983): Plateau Uplift of the Rhenish Massif – Introductory Remarks. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 1–8, 1 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- JANTOS, K. (1999): Geologische Kartierung zwischen Ralingen und Olk (Trier-Bitburger Bucht, TK25 : 6105 Welschbillig und 6205 Trier). Hydrogeologische und geochemische Untersuchungen im Bereich des Gipsbergwerkes Engel bei Ralingen. Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 138 S. + XVI, 44 Abb., 31 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KELLNER, S. (1995): Stratigraphie und Tektonik der Trias zwischen Wallendorf, Biesdorf und Hommerdingen (Südeifel). Blatt 6103 Wallendorf NE und Blatt 6003 Mettendorf SE. Diplomarbeit Univ. Kiel, 63 S. + Anh., 31 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].

- KLÖSGEN, M. (1997): Geologische Kartierung im Raum Bollendorf – Biesdorf – Neufrika (Südeifel) (mit Beiträgen zu den Forschungsbohrungen Hunnenkopf und Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 45 S. + 38 i. Anh., 25 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KOBE, E. (1996): Kartierung im Raum Wissmannsdorf – Brecht (Süd-Eifel). Sedimentologisch-stratigraphische Bearbeitung der Schichtenfolge vom mittleren Keuper bis unteren Jura in der Forschungskernbohrung Dockendorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 155 S., 54 Abb., 4 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KÖSTNER, F. (2003): Geologische Kartierung im Raum Bitburg – Niederstedem – Scharfbillig (Südeifel). Kartierbericht. 49 S., 4 Anl., (LGB) Mainz. – [unveröff.].
- KREMB-WAGNER, F. (1988): Trinkwasserprojekt Kylltal, Ausbaustufe 2; Lithostratigraphie, tektonisches Schollenmuster, Beobachtungen an Relief, Gewässernetz. Diplomarbeit Univ. Trier, 232 S. + Anh., 41 Abb., 14 Tab., 4 Ktn., Trier. – [unveröff.].
- (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger Mulde. – Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband **1996**, S. 1 – 130, 29 Abb., 21 Tab., 2 Anl. (auch Diss. Univ. Trier), Bonn.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000 mit Erläuterungen: Blatt Waxweiler Nr. 5904, Erläuterungen 36 S., Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, Erläuterungen 31 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau)(Hrsg., 2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LUCIUS, M. (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – Publ. Serv. Géol. Lux., **5**, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Luxembourg.
- MEYER, W. & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Netherlands J. Geosci./Geologie en Mijnbouw, **81**, S. 217 – 221, 2 Abb., Utrecht.
- MEYERING, M. (1985): Geologische Kartierung der Trias im Gebiet der Nims zwischen Ehlenz – Ließem – Nattenheim auf Bl. 5904 Waxweiler und Bl. 5905 Kyllburg. Diplomkartierung Univ. Bochum, 61 S., 15 Abb., 3 Anl., Bochum. – [unveröff.].
- MICHON, L. & VAN BALEN, R. T. & MERLE, O. & PAGNIER, H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. – Tectonophysics, **394**, S. 21 – 40, 16 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- MÜLLER, H. S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Gondorf – Röhl – Philippsheim (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 67 S. + Anh., 27 Abb., 2 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- NORBISRATH, S. (2001): Geologische Kartierung am NW-Rand der Trier-Bitburger Bucht zwischen Vianden/Luxemburg, Körperich und Geichlingen/Südeifel (TK 25 Blatt 6003 Mettendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 71+ 13 S. i. Anh., 32 Abb., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- OEHMS, S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Beilingen – Speicher (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 60 S. + Anh., 21 Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PANKNIN, A. (2003): Stratigraphie und Tektonik von Trias und Lias am Nordrand des Ferschweiler Plateaus (Süd-Eifel; Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Sedimentologisch-stratigraphische Bearbeitung der Bohrung Kranzbach/Bollen-

- dorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung und Diplomarbeit Univ. Bonn, 158 S. + Anh., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PETERS, G. (2007): Active tectonics in the Upper Rhine Graben. Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. XXVI + 270 S., zahlr. Abb. u. Tab., (auch Diss. Freie Univ. Amsterdam), (Logos-Verlag) Berlin.
- POHL, H.-R. (2003): Geologische Kartierung der ardennischen Trias-Randfazies im Raum Oberweis – Burg/Süd-Eifel (Blatt 6004 Oberweis) mit speziellen Untersuchungen zur Bruch- und Staffelt tektonik. Kartierbericht, 68 S. + 28 S. i. Anh., 7 Abb., 15 Säulenprof., 4 Anl., (LGB) Mainz. – [unveröff.].
- PONGRATZ, E. (2000): Geologische Kartierung der Trias im Raum Bettingen – Nusbaum – Peffingen (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- REINECKER, J. & HEIDBACH, O. & TINGAY, M. & CONNOLLY, P. & MÜLLER, B. (2004): The 2004 release of the World Stress Map [www.world-stress-map.org].
- RÖßLE, S. & HIMMERKUS, J. & DITTRICH, D. (1999): Stratigraphie und Sedimentologie des Oberen Muschelkalk der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht (Forschungsbohrung Dockendorf und ergänzende Kernbohrungen südlich Bitburg). – Mainzer geowiss. Mitt., **28**, S. 143–186, 25 Abb., 1 Tab., Mainz.
- ROTH, S. (1997): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Irrel und Ralingen (Blatt 6104 Bollendorf u. Blatt 6105 Welschbillig). Diplomkartierung Univ. Bonn, 56 + 6 S., 41 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RUMI, M. (1999): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Wolsfeld – Esslingen – Sülz (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 85 S., 39 Abb., 2 Tab., 2 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- SCHREIBER, U. & ROTSCH, S. (1998): Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in central Europe – indications from palaeomagnetic measurements. – *Tectonophysics*, **299**, S. 111–142, 17 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- SCHUMACHER, M. E. (2002): Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. – *Tectonics*, **21**, S. 6-1–6-17, 12 Abb., Washington/D.C.
- SEIDEL, F. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Oberweis, Bettingen und Ingendorf (Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 62 S., 7 Abb., 2 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- STETS, J. (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1: 50 000. Erläuterungen, 82 S., 7 Abb., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau) Mainz.
- TAPP, T. (1999): Geologische Kartierung der Trias zwischen Mettendorf, Freilingen, Enzen, Bettingen und Burg. Diplomkartierung Univ. Bonn, 62 + 14 S. i. Anh., 15 Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- VOGEL, K. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens/Süd-Eifel (Blatt Bollendorf 6104). Diplomarbeit Univ. Kiel, 73 S.+ Anh., 38 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- (1997): Geologische Kartierung Region Bollendorf – Weilerbach – Ferschweiler. 2 Ktn., Arbeitsbericht GLA Mainz. – [unveröff.].
- WAGNER, G. H. (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. – *Geol. Rundsch.*, **56**, S. 906–913, 2 Abb., Stuttgart.
- WAGNER, W. (1996): Bemerkungen zur Tektonik der Trier-Bitburger Mulde (SW-Deutschland). – Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband **1996**, S. 131–140, 2 Abb., Bonn.

- WAGNER, W. & NEGENDANK, J. F. W. & FUCHS, G. & MITTMAYER, H. G. (1983): Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil 1:100 000 (mit Abbaustellen der Steine-Erden-Rohstoffe). 1. Aufl., (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) Mainz.
- WARTENBERG, W. (1996): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Wolsfeld und Irrel (Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 31 S., 11 Abb., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- WILDE, A. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Geichlingen, Sinspelt und Mettendorf (Blatt 6003 Mettendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 52 S. + Anh., 9 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302, Trier. (1. Aufl.), (BGR) Hannover.

Anschrift der Autorin:

Dr. DORIS DITTRICH,

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,

Emy-Roeder-Str. 5, D - 55129 Mainz;

E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de.

Manuskript eingegangen am 3. 3. 2008