

Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Die schon in Teil I geschilderten Hinweise auf kompressive Beanspruchungen im Untersuchungsgebiet haben sich zwischenzeitlich erweitert um auffällig engständige Kluftscharen, störungsgebundene Dolinen und Horizontal-harnische in einem Muschelkalk-Steinbruch bei Eßlingen.

Eine Auswertung des aktualisierten Störungsmusters führte zur Identifikation von mehreren Verbindungsstrukturen (Pull-apart-Gräben) zwischen linkstretenden sinistralen Südwest-Nordost-streichenden Blattverschiebungen. Andere, weniger gut erhaltene transtensionale Pull-apart-Strukturen verbinden Nord-Süd-orientierte rechtstretende dextrale Bewegungsbahnen. Es lassen sich zahlreiche langgestreckte Blattverschiebungen ausweisen, dextrale (dex I bis dex V) und sinistrale (sin I bis sin VII). Ihre Horizontalbewegungen dokumentieren sich in mikrotektonischen Phänomenen sowie in Versätzen an älteren Bruchlinien und an alt angelegten großen Hoch- und Tiefstrukturen, die schon in der Trias syndementär mobil gewesen waren. Eine isochrone Genese der beiden Typen von Blattverschiebungen ist unwahrscheinlich. Zu beiden Bewegungsmustern lassen sich im Untersuchungsgebiet und in der weiteren Umgebung Zeugnisse konjugierter Horizontalverschiebungen auffinden, mit kinematisch stimmigere Winkelbeziehungen.

Im Vergleich mit den Paläospannungsfeldern anderer Regionen (Voralpenland, Schiefergebirge, Rurtal-Riftsystem, Pariser Becken, Burgund, Kanalküste) ergibt sich folgender tektonomechanischer Werdegang. Die dextralen, rheinisch ausgerichteten Horizontalverschiebungen sind ins Oberoligozän (Chatt) zu stellen. Verschiebungsweiten von bis zu 3,5 km lassen sich rekonstruieren. Die sinistralen Blattverschiebungen versetzten die dextralen Bewegungsbahnen um einige Hundert Meter. Ihre Entstehung datiert ins Untermiozän. Als Reaktion auf das quartäre Beanspruchungsmuster lassen sich regional differenzierte Anhebungen mit entsprechender Abschiebungstektonik nachweisen. Über das bisher bekannte Hebungsbereich der Eifel hinaus sind starke Hebungen in den (südlichen) Ardennen wahrscheinlich. Es resultierte ein starker Abdachungsgradient zur nordwestlichen Trierer Bucht. Nordwest-Südost streichende Abschiebungen sind weitere Resultate der jungen Hebungstendenzen. Sie treten im Südwest-Teil des Untersuchungsgebietes und insbesondere auch im Schiefergebirge auf (Westeifeler Vulkanfeld!). Die Uralage dieser Bruchzonen als dextrale Blattverschiebungen könnte dem hier rekonstruierten untermiozänen Deformationsakt zuzuschreiben sein.

Abstract: The already described indications for compressional stresses in the north-western Trier Embayment (part I) could be supplemented in the meantime. In a dolomite quarry near Eßlingen swarm fissures, more or less crowded, fault-related dolines and horizontal slip striations were found.

The analysis of an updated version of the fault pattern led to the identification of several pull-apart-grabens connecting NE-SW striking left-stepping left-lateral strike-slip faults. North-South trending dextral strike-slip faults are connected by less preserved right-stepping transensional pull-apart structures. Several distinct strike-slip faults can be traced, dextral (dex I bis dex V) and sinistral ones (sin I bis sin VII). Their strike-slip motions are documented by microtectonic features and by horizontal dislocations of older fault lines and inherited large paleohighs and -lows, which have already been mobile in triassic times. A concurrent genesis of both types of strike-slip faults is less probable. Both motion patterns are completed by conjugate shearing features – with kinematically more consistent angles – which can be observed in the study area and in surrounding regions.

Comparisons with paleostress fields of adjacent areas (foothills of the Alps, Rhenish Massif, Roer Valley rift system, Paris Basin, Burgundy, Channel area) lead to the reconstruction of the structural evolution. The rhenish striking dextral strike-slip faults generated during late Oligocene (Chattian). Horizontal displacements up to 3.5 km can be reconstructed. The sinistral strike-slip faults, that teared the dextral shear planes, date from lower Miocene. The quaternary stress field caused regionally differentiated uplift trends and downfaulting tectonics. Exceeding the so far known uplift area of the Eifel a noteworthy strong rise of the (southern) Ardennes took place. A remarkable downwarp resp. downthrow at the northwestern border of the Trier Embayment resulted from that. These motions also caused an activity of SE-NW striking normal faults with southwestward downthrow. They appear in the southwestern part of the study area and in the Rhenish Massif (West Eifel Volcanic Field!). The initial traces of these fault zones could have generated as dextral strike-slip faults during the sketched lower Miocene deformation process.

Inhalt

(Kapitel 1 bis 4 siehe Teil I, DITTRICH 2008)

Einführung in Teil II

5. Rekonstruktion von Bewegungsabläufen
 - 5.1. Sinistrale Bewegungen
 - 5.2. Dextrale Bewegungen
 6. Zusammenfassende Ausdeutung
 - 6.1. Überlegungen zur Chronologie der Deformationsereignisse
 - 6.2. Alttertiäre Deformationen
 - 6.3. Oberoligozäne Deformationen
 - 6.4. Untermiozäne Deformationen
 - 6.5. Pleistozäne Deformationen
 7. Ausblick
- Schriften

Einführung in Teil II

Bei der großflächigen Revisionskartierung des mesozoischen Deckgebirges der Trierer Bucht (Südeifel) mehrten sich die Hinweise auf eine kompressive Überprägung des ursprünglich vorwiegend durch Dehnungstektonik ausgestalteten Gebirgskörpers. Es existieren (sub-)horizontale Harnischstriemungen auf Kluffflächen, eng gescharte, nahezu saiger stehende Störungsflächen, die nur geringe vertikale Versatzbeträge aufweisen, sowie bogig begrenzte, an Pull-apart-Strukturen erinnernde kleine Grabenschollen. Ein

Dünnschliff einer spröde deformierten Buntsandsteinprobe zeigte engscharige, korn-durchsetzende Frakturierungen (Abb. 8 in Teil I).

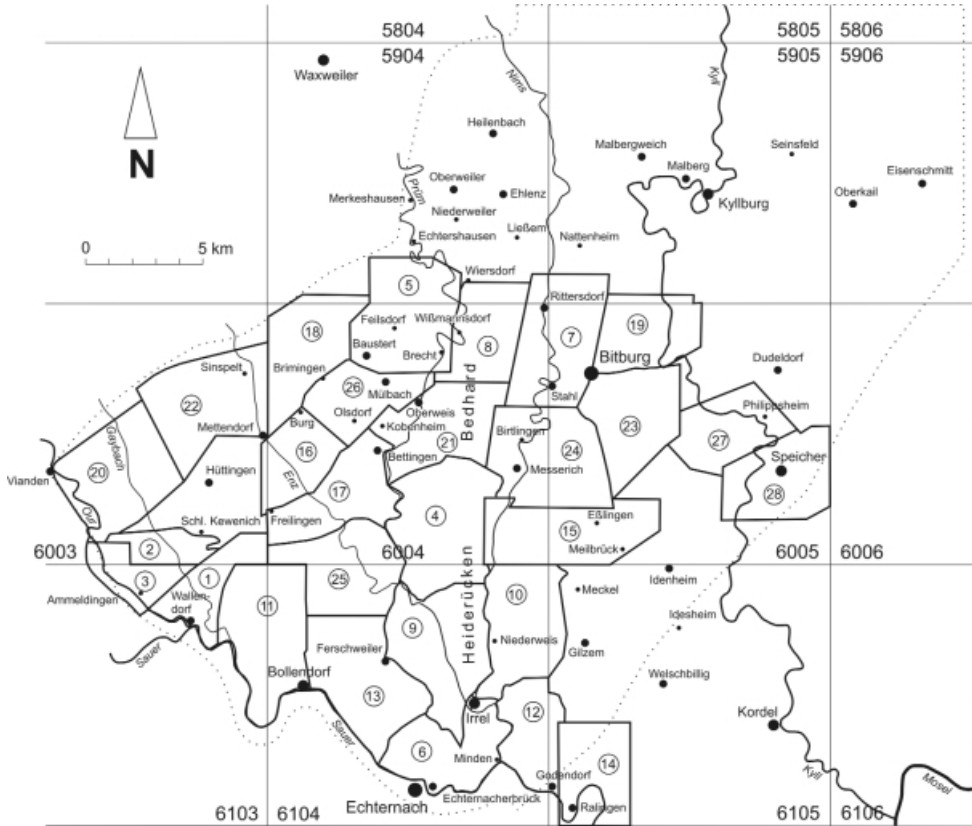
Im letzten Jahresband wurden die grundlegenden tektonischen Gegebenheiten der Trierer Bucht dargelegt. Es existieren drei, im devonischen Sockel vorgegebene, alt angelegte Richtungssysteme, das rheinische (Nord-Süd- bzw. NNE-SSW-Streichen), das diagonale (NE-SW) und das variszische (ENE-WSW). In jedem dieser Richtungssysteme lassen sich weit durchhaltende, großräumige Hoch- und Tiefstrukturen aushalten, die nachweislich bereits im Mesozoikum mobil gewesen sind.

Bei der kleinräumig parzellierten, anhand von intensiv betreuten Diplomkartierungen durchgeführten Revisionskartierung konnten schon bekannte Einzelstrukturen konkretisiert, in größerer Ausdehnung nachgewiesen oder in ihrer Position bzw. Ausprägung modifiziert werden. Ferner konnten zuvor nicht bekannte, relativ junge Nordwest-Südost (herzynisch) streichende Abschiebungen nachgewiesen werden. Sie sind bei der relativen Absenkung des südwestlich gelegenen Pariser Beckens gegenüber einem quartären Hebungsgebiet in der Eifel entstanden. Genetisch verbunden damit war eine verstärkte Mobilität West-abschiebender Nord-Süd-Störungen, die in den letzten Jahren in größerer Zahl auskartiert wurden.

Bei der tektonischen Ausdeutung der Gesamtbefunde ist die Berücksichtigung der Mehrphasigkeit der im Tertiär und Quartär angreifenden kompressiven Beanspruchungen wichtig. Unterschiedlich konfigurierte, nacheinander abgelaufene Deformationsprozesse müssen dabei differenziert werden. Wie diese in benachbarten Regionen (Oberrheingraben, Burgund, Rheinisches Schiefergebirge, Rurgraben) rekonstruiert wurden, ist bereits in Teil I umrissen worden (Kap. 4.).

In den letzten 3 bis 4 Jahren konzentrierte sich die regionalgeologische Bearbeitung auf ein hydrogeologisches Großprojekt des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG). Dazu ist unter anderem eine digitale GK 1 : 50 000 erarbeitet worden, die maßgeblich die Deckgebirgsareale der Trierer Bucht umfasst (DITTRICH et al. in Vorb.). Dafür wurde eine vereinheitlichende und korrigierende Kartenkompilation vorgenommen, auf Grundlage der jeweils verfügbaren neuesten bzw. besten Geologischen Karten. Begleitend dazu erfolgte die systematische Neu-Ansprache der im Projektgebiet vorhandenen Bohrarchiv-Daten des Landesamtes. Insgesamt wurde ein 1367 km² großes Gebiet bearbeitet. Immerhin 16 Blattgebiete der GK 25 sind dabei abgedeckt oder tangiert worden. Die entstandene Gesamtkarte beruhte auf einer Kombination von geologischen Kartenwerken von 40 bis 50 Einzelautoren.

Parallel zu der durchgreifenden geologischen Neubearbeitung wurde diese Publikation angefertigt. Damit wurde die Darlegung der in den letzten Jahren in Diplomkartierungen und bei eigenen ergänzenden Geländearbeiten angefallenen strukturellen Befunde möglich. Schon aus Volumengründen war allerdings eine Zweiteilung dieser Darstellung, die sich lediglich dem Nordwestteil der Trierer Bucht widmet, nötig gewesen (DITTRICH 2008). Eine dem hier vorliegenden zweiten Teil nachfolgende tektonische Untersuchung wird die sehr komplexe Situation im Südost-Teil der Trierer Bucht behandeln (DITTRICH in Vorb. a). Ein weiterer Grund für die Zweiteilung dieser Publikation resultierte aus der Tatsache, dass es durch die lang andauernde Beschäftigung mit dem Kartenwerk aus den wechselnden Blickwinkeln unterschiedlicher Überprüfungs- und Anwendungsarbeiten ständig zu Ergänzungen und kleineren Fehlerberichtigungen kam und kommt. Dies hat zur Folge, dass die digitale Geologische Karte der Trierer Bucht (GK 50) – in kleinerem Ausmaß – ständig fortgeschrieben wird. Aufgrund der vorteilhaften DV-Anwendungen kann sie auch fortgeschrieben werden. Insofern ist



stets das Entstehungsdatum eines Karten-Plots bzw. eines Datei-Auszuges von Interesse. Dementsprechend gibt die Abb. 10 einen gegenüber der Abb. 3 in Teil I etwas veränderten Stand der Störungserfassung im hier behandelten Teilgebiet des Gesamtprojektes wieder. Parallel dazu entwickeln sich auch die Deutungsmodelle weiter. Eine komplette Darlegung der strukturellen Situation im Jahresband 2008 war insofern verfrüht; auch sind inzwischen weitere tektonische Geländebefunde hinzugekommen. Da diese neueren Befunde für die Ausdeutungen der nachfolgenden Kapitel von Wichtigkeit sind, sollen sie hier als Nachtrag zur Datenbasis ausführlich dargelegt werden.

Bei der Konstruktion einer Schichtlagerungskarte der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk (mm/mo) der Trierer Bucht (D. DITTRICH in LGB & LUWG in Vorb.) ergaben sich zwei für die hier behandelten Gesichtspunkte relevante Neuerungen. Die erste betrifft die Nord-Fortsetzung der rheinischen Saargauer Grabenzone (vgl. Kap. 2. und Abb. 2). Deren bisher bekanntes Verbreitungsgebiet ist in Kap. 3.1. beschrieben worden (Übertitel „Neuerungen hinsichtlich der drei Richtungssysteme“). Nördlich davon ließ sich nunmehr eine NNE-SSW streichende strukturelle Tieflage („Muldenachse“) Philippsheim–Dudeldorf feststellen. Dies ergab sich aus den von der Höhenlage des Grenzniveaus $\mu\text{m/m}$ auf das Niveau mm/mo extrapolierten Zahlen. Demnach endet die alt angelegte Struktureinheit der Saargauer Grabenzone nicht im Kartiergebiet

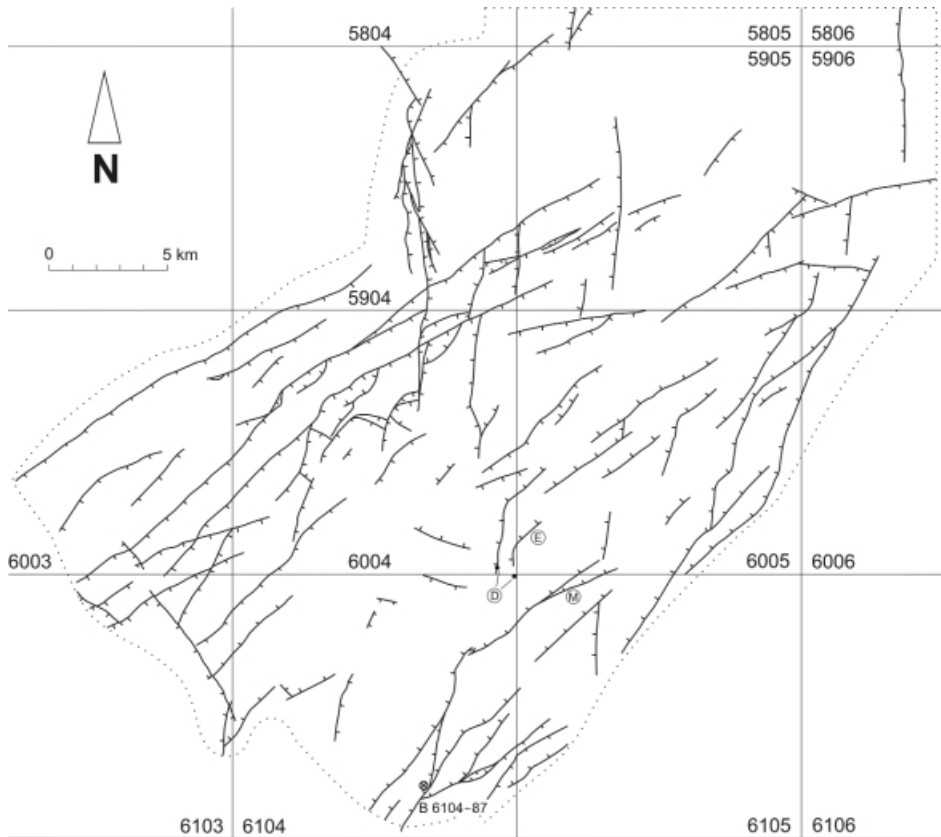


Abb. 10: Das Störungsmuster der nordwestlichen Trierer Bucht (nach DITTRICH et al. in Vorb., Graphik auf Grundlage der Gesamtdatei Stand Februar 2009, TK 25-Blattschnitt). Links: Städte, Ortschaften, Flussläufe, Landschaftsnamen und die Ausdehnung der Diplomkartiergebiete. Vollständige Zitate in Teil I; 1: KELLNER 1995, 2: HEINRICH 1995, 3: HEINRICH 1996, 4: BARTELS 1996, 5: BOSOLD 1996, 6: EICHHORST 1996, 7: HIMMERKUS 1996, 8: KOBE 1996, 9: VOGEL 1996, 10: WARTENBERG 1996, 11: KLÖSGEN 1997, 12: ROTH 1997, 13: VOGEL 1997, 14: JANTOS 1999, 15: RUMI 1999, 16: TAPP 1999, 17: PONGRATZ 2000, 18: ARNOLD 2001, 19: HÖRBELT 2001, 20: NORBISRATH 2001, 21: SEIDEL 2001, 22: WILDE 2001, 23: DÖRNER 2002, 24: KÖSTNER 2003, 25: PANKNIN 2003, 26: POHL 2003, 27: MÜLLER 2006, 28: OEHMS 2006. Rechts: Abschiebungsverläufe und -versatzrichtungen. E = Steinbruch Eßlingen, M = Steinbruch Meckel, D = Doline, ⊗ = Bohrpunkt.

MÜLLER (2006), vielmehr setzt sie sich in nördliche bzw. nordnordöstliche Richtung weiter fort.

Das zweite strukturell interessante Ergebnis der mm/mo-Schichtlagerungskarte ist eine neue Kleinstruktur zwischen Echternacherbrück und Minden. Im Bohrprofil 6104-87 (TK 25, Blatt 6104 Bollendorf, R 25 32 150 H 55 20 220; Abb. 10) ist mit einer Höhenlage von nur 98 m ü. NN eine auffällige Tieflage der mo-Basis angetroffen worden. Dies hatte bereits eine Neu-Interpretation der Strukturbefunde von EICHHORST

(1996) notwendig gemacht (Profilschnitt F-F' bei WAGNER & DITTRICH in Vorb.). Die von Norden heranreichende rheinische Abschiebung war verlängert und die Ausbisse im südlichen Hangbereich des Galgenberges modifiziert worden. Es ergab sich eine kleinräumige Tiefzone westlich der NNE-SSW streichenden Störungslinie. Möglich wäre auch eine entsprechend ausgeformte ost-abschiebende Gegenstörung, deren Versatzrichtung mithin gegensinnig zum dortigen Generaleinfallen gerichtet ist. Diese wäre dann dem Themenkomplex „Bogenförmige gegensinnige Abschiebungen“ in Teil I zuzuordnen (Kap. 3.2.). Solche Abschiebungs-Geometrien mit umschlossenen kleinräumigen Grabenschollen können vielfach als Pull-apart-Strukturen ausgedeutet werden (Kap. 5.).

Erst während der Drucklegung des letztjährigen Bandes war die tektonische Aufnahme eines neu eröffneten Steinbruchs möglich. Er liegt etwas östlich der Ortschaft Eßlingen (TK 25, Blatt 6005 Bitburg, „Im Trausch“, R 25 36 750 H 55 30 900; Abb. 10). Es resultierten wichtige Ergänzungen zu Teil I (Kap. 3.2. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen).

Die Dolomitabfolgen des höchsten Oberen Muschelkalks im Steinbruch Eßlingen zeigten stellenweise eine enorme, in der Südeifel sonst äußerst selten zu beobachtende engständige Klüftigkeit. Betroffen sind die massigen Dolomitpakete der Bettingen-Subformation (höhere Ceratitenschichten bzw. Irrel-Formation, vgl. DITTRICH in Vorb. b). Diese Gesteine sind sehr hart und spröde. Es handelt sich um die reinsten Karbonatserien der gesamten Triasabfolge der Trierer Bucht; im Bohrkernprofil Dockendorf hatten sich durchschnittliche Dolomitgehalte von 95 % ermitteln lassen (RÖßLE et al. 1999).

Im hinteren, westlichen Teil des Bruches existiert ein auffälliges Klufmuster. Einige Dezimeter breite, stark zerrüttete Zonen mit Zentimeter-enger Klüftung wechseln sich mit 2 bis 4 m breiten Zonen mit normal ausgebildeter Klüftung in Dezimeter-Abständen ab (Abb. 11). Einige der Klufflächen aus den eng gescharten Zonen zeigen S-förmig geschwungene Formen (Abb. 11).

Die sonst üblichen Kluffmaxima dieser Region (Kluffrosen A6, A7 und A11 bei RUMI 1999) entsprechen dem diagonalen Richtungssystem oder dem nach WNW gerichteten Schichteinfallen. Hingegen streichen die wechselnd engständigen Kluffscharen im Eßlinger Steinbruch im Durchschnitt mit 13° (Schwankungsbreite: 359° bis 25°). Es handelt sich also um ein rheinisches, NNE-SSW-streichendes Phänomen. In gleicher Richtung streichen zwei von RUMI (1999) auskartierte Abschiebungen westlich des Steinbruchareals. Die kleinere, mit einem maximalen vertikalen Versatz von 5 m, liegt etwa 1 km westlich. Die größere, mit 10 m Versatz, verläuft parallel dazu nochmals 500 m weiter westlich, östlich von Wolsfeld. Die in unmittelbarer Nähe der zweiten Störung erhobene Kluffrose A20 von RUMI (1999) zeigt denn auch eine starke Betonung des Richtungsbereiches von 2 bis 10°. Das Streichen der Störungslinie selbst schwankt im Bereich von 359° bis etwa 15°, wobei scheinbare „Verflachungs“-Effekte durch ansteigende Ausbisshöhen der wahrscheinlich schwach nach Westen geneigten Abschiebungsfläche bereits berücksichtigt und korrigiert sind.

Ein bemerkenswertes Phänomen im Umfeld dieser beiden Störungen sind zwei kleine rundliche Geländedepressionen, angefüllt mit Resten einer ansonsten dort flächenhaft denudierten Nims-Terrasse (Hauptterrasse?). Sie befinden sich exakt dort, wo die Störungslineationen die Ausbissbereiche von Gipslagern im Mittelkeuper kreuzen, nämlich östlich und südöstlich von Wolsfeld. Offenbar hat im Zerrüttungsbereich entlang der Störungen eine lokale Ablaugung der Gipslager stattgefunden, unter Bildung von Dolinen, deren Hohlformen die inselartige reliktsche Erhaltung von altpleistozänen Nims-Schottern begünstigten (Abb. 12). Das westliche dieser Schottervorkommen liegt

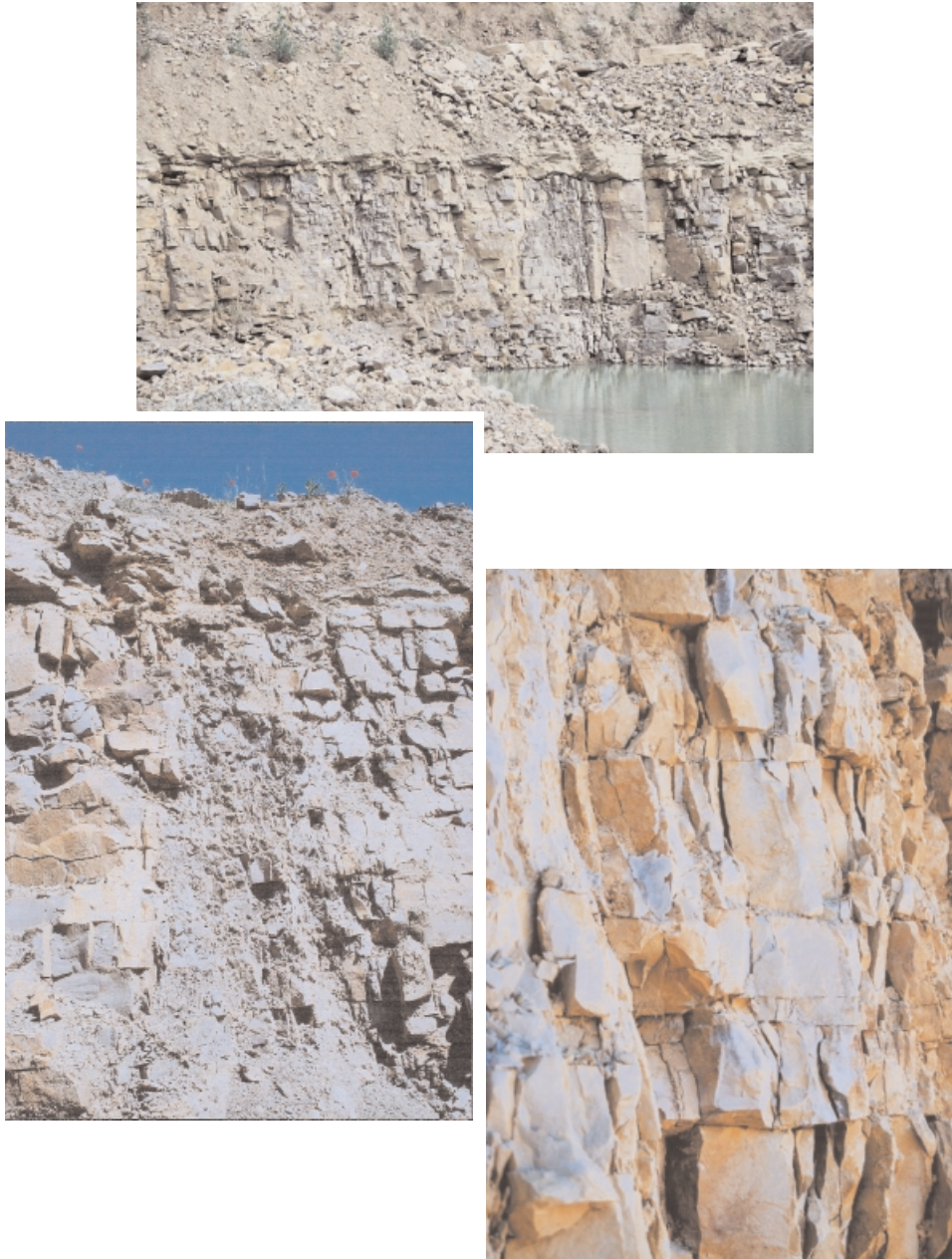


Abb. 11: Klüftungsphänomene im Dolomit des Oberen Muschelkalks im Steinbruch bei Eßlingen. Oben und links: Bereichsweise wechselnd engständige Klüftung. Rechts unten: S-förmig gebogene Klüftflächen.

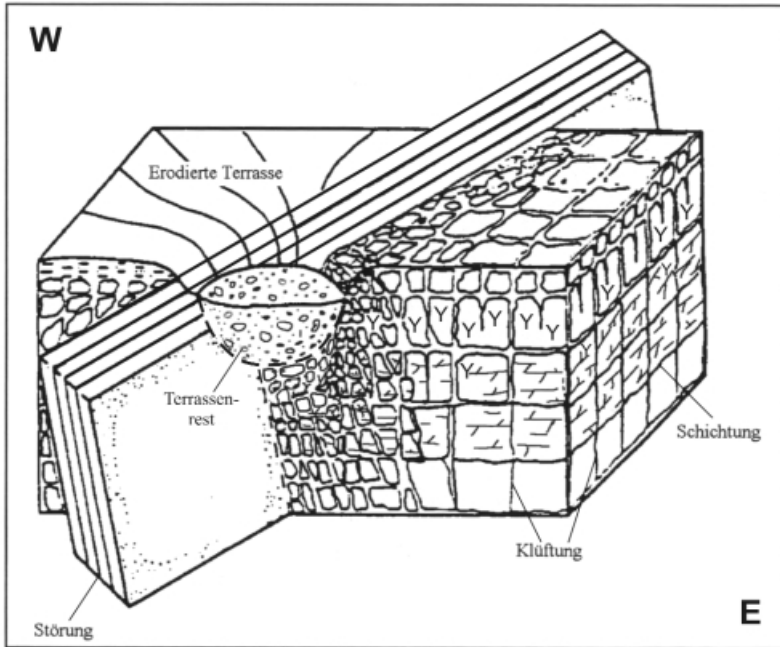


Abb. 12: Schematische Darstellung zur Entstehung der mit Terrassensedimenten verfüllten Subrosionssenke östlich von Wolsfeld (Blatt 6004 Oberweis, R 25 35 040 H 55 30 370). Es ist eine nur wenig veränderte Originalabbildung aus RUMI (1999); das Gipslager (Y) liegt auf der Hochscholle im Osten, die Neigungsrichtung der Störungsfläche ist somit unzutreffend dargestellt.

unmittelbar östlich der Abschiebungslinie, auf 280 bis 285 m ü. NN, auf der Hochscholle, wo Gipslager vorhanden waren. Dementsprechend ist hier wohl von einer etwa 100 m breiten, für Grundwasser gut permeablen Zerüttungszone im Gebirge auszugehen. Das östliche Vorkommen liegt auf 305 m ü. NN in der südlichen Verlängerung der anderen Störungslinie, also dort, wo kein vertikaler Versatz mehr auskartiert werden konnte. Dies deutet auf eine südliche Fortsetzung der Störungslinie hin. Horizontalverschiebungen, begleitet von intensiver Zerklüftung und Zerrüttung des Gebirges, sind in diesem Gesamtkontext plausibel.

Im aktuellen Abbaubereich des Steinbruchs Eßlingen war ein ausgebrochener Dezimeter-großer Dolomitblock mit (im Sonnenlicht schillernden) Harnischstriemungen aufzufinden (Abb. 13). Die Orientierung der Harnische – vertikal oder horizontal – ließ sich erst anhand eines Gesteinsschnittes festlegen. Schillagen im Dolomit verdeutlichten dann aber, dass es sich um horizontal orientierte Bewegungsspuren handelt. Dazu passt auch, dass im Aufschluss keinerlei Abschiebungstektonik erkennbar war. Dieser Fund ergänzt die oben dargelegten Beobachtungen zum Klüftinventar.



Abb. 13: Harnischfläche an einem isolierten Dolomitblock aus dem Steinbruch bei Eßlingen.

5. Rekonstruktion von Bewegungsabläufen

Der erste Teil dieser Publikation (Kap. 3.2.) beinhaltete eine Auflistung und Beschreibung auffälliger, auf Kompression hindeutender struktureller Gegebenheiten der nordwestlichen Trierer Bucht. Eine Zuordnung zu konkreten Bewegungsabläufen fehlte dabei noch. Nun sollen die einzelnen Beobachtungen nach ihrem jeweiligen Bewegungssinn differenziert dargestellt werden. Oft lassen sie sich zu komplexen Gesamtbildern eines links- bzw. rechtslateralen Bewegungsvorganges zusammenfügen.

Von wesentlicher Bedeutung für diese strukturellen Synopsen war das in Abb. 10 dargestellte Störungsmuster des Untersuchungsgebietes. Erschwerend für dessen Ausdeutung war allerdings die Tatsache, dass es sich bei den Störungslinien, die sich anhand der GÜK 50-Datei plotten lassen, lediglich um zweidimensionale Abbildungen einer dreidimensionalen realen Situation handelt. Verfremdend wirkt dabei die lokal wechselnde Ausstrichhöhe der Störungsflächen, die wegen des starken Landschaftsreliefs erheblich variieren kann. Verbunden damit sind entsprechende Richtungswechsel der Störungslinie. Methodisch bedingt sind daher im Einzelfall gewisse Abweichungen der gezeichneten Linie vom realen Störungsverlauf in Kauf zu nehmen.

5.1. Sinistrale Bewegungen

Im kartiertechnisch gut erfassbaren Muschelkalk-Keuper-Gebiet von Blatt 6004 Oberweis (Kap. 3.) existieren drei Grabenschollen, deren Geometrien an Pull-apart-Strukturen erinnern (Abb. 14). Sie liegen bei Mülbach, Olsdorf und Brimingen. Die Anordnung der umrahmenden Störungslinien entspricht der von divergenten Verbindungen.

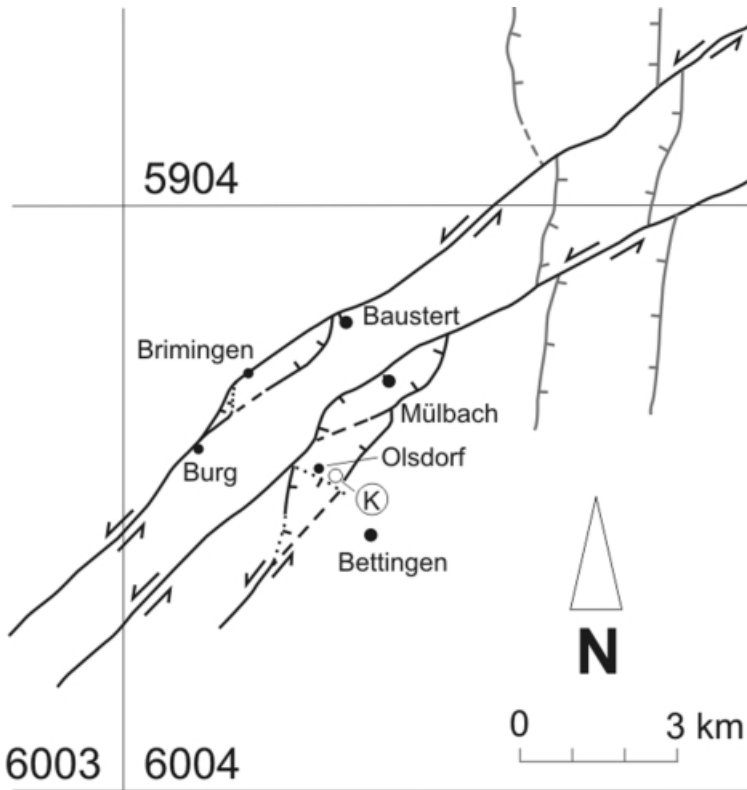


Abb. 14: Im heutigen Störungsmuster erkennbare linkstretende Pull-apart-Strukturen zwischen staffelförmig (en-echelon) angeordneten sinistralen Blattverschiebungen, dargestellt unter Vernachlässigung der später entstandenen Abschiebungen mit Ost- und Südost-wärtigen Vertikalversätzen. Zur Verdeutlichung der horizontalen Versätze sind auch die Randbrüche der alt angelegten Echernacher Grabenzone verzeichnet (mittelgrau). Gepunktet erscheinen ferner diejenigen jungen Abschiebungslinien im Südwesten, die zur Maskierung von Pull-apart-Strukturen beigetragen haben.

dungsstrukturen in der Art von linkstretenden Übertritten zwischen gestaffelten (en-echelon-angeordneten) sinistralen Blattverschiebungen (Abb. 15). Die Nordwest-abschiebenden Störungsbögen sind darin generell etwas weniger deutlich entwickelt. Dies resultierte aus einer in jüngerer Vergangenheit verstärkten Gebirgsneigung nach Südosten (Kap. 6.3. und 6.5.), die Südost-abschiebende Bruchlinien begünstigte und entsprechende Versatzbeträge erhöhte. Die ursprüngliche Geometrie einer divergenten sinistralen Verbindungsstruktur ist dadurch nicht mehr in idealer Ausprägung erkennbar. In allen drei Fällen fehlt der verbindende Störungsabschnitt im Südosten (vgl. Abb. 10). Da dieser bereits primär, genetisch bedingt, keine nennenswerte vertikaltektische Komponente besaß (Abb. 15), ist er wohl als reine Blattverschiebungslinie im geologischen Kartenbild (zunächst) unerkant geblieben.

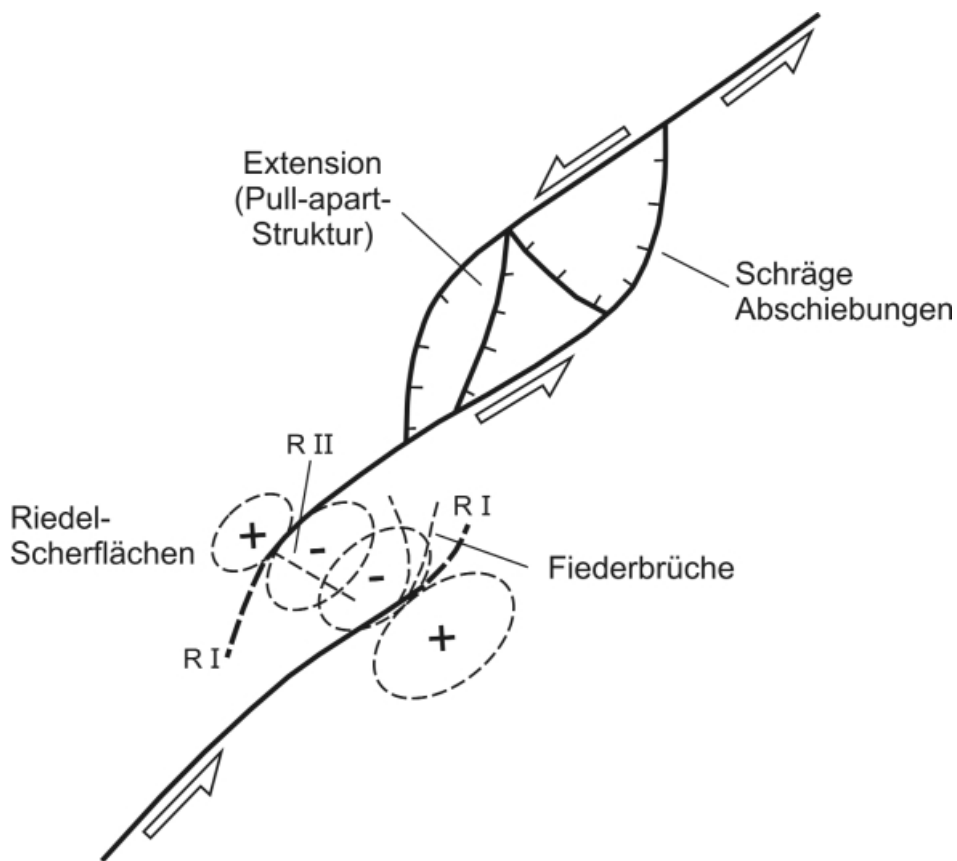


Abb. 15: Fortschreitende Herausbildung (von links unten nach rechts oben) divergenter Verbindungsstrukturen (linkstretend) in einem Bereich sinistraler Transtension. AUS: DITTRICH (2006); spiegelverkehrter und etwas rotierter Ausschnitt aus einer Darstellung von EISBACHER (1996).

Bedeutsam in diesem Zusammenhang ist die schon in Kap. 3.1. angeführte Kleinscholle bei Burg-Brimingen. An ihr fällt der stark ausgeprägte Nordwest-gerichtete („gegensinnige“) Vertikalversatz von 40 m auf. Dieser ist zwar deutlich geringer als der der gegenüberliegenden, nach Südosten abschiebenden Großstörung (ca. 93 m Versatz), aber doch noch ungewöhnlich groß. Es bildet noch die Alt-Anlage einer einstmals geschlossenen Pull-apart-Struktur ab; ursprünglich existierte hier wohl eine Fortsetzung der aus der Region Baustert heranziehenden gegensinnigen Abschiebungslinie. Dieses tektonische Bild ergab sich durch eigene Geländeaufnahmen, die zu einer lokalen Korrektur der Geologischen Karte von POHL (2003) führten. Der maximale Vertikalversatz der Nordwest-abschiebenden Störung bei Baustert beträgt 10 m. Er liegt im Bereich der Störungskrümmung, also genau dort, wo es das Modell der Riedel-Scherflächen bzw. -Brüche erwarten lässt (Abb. 15).

Die mittlere Pull-apart-Struktur bei Mülbach ist ebenfalls sehr deutlich entwickelt; hier liegt der maximale Vertikalversatz der gegensinnigen Abschiebung bei 20 m. Anders steht es um die südliche Verbindungsstruktur bei Olsdorf. Durch später entstandene pleistozäne Nachbrüche (Kap. 6.5.) ist sie weitgehend maskiert worden (Abb. 14). Typisch ist jedoch die gegensinnig zum Generaleinfallen abschiebende 30°-streichende Störungslinie östlich von Olsdorf. Mit einem leichten Bogen im Nordosten stößt sie gegen die mittlere Verbindungsstruktur. Wahrscheinlich liegt hier eine nie vollständig bruchhaft ausgeformte, „embryonale“ Pull-apart-Struktur vor. Das in Kap. 3.3. bereits eingehend beschriebene Areal mit intensiver Kleintektonik südöstlich von Olsdorf, („K“ in Abb. 3 und 14) ist Teil dieser Struktur. Es dokumentierte sich dort eine deh nende Zerstückelung des zuvor bereits nach Südosten geneigten Muschelkalk-Gebirges durch mehrere kleine gestaffelte Fiederbrüche. Sie sind zum Zentrum des Pull-apart-Grabens im Nordwesten gerichtet (Riedel-Scherflächen R I). Die Riedel-Scherflächen R II lieferten die strukturelle Vorzeichnung für die später nachbrechende Nordwest-Südost-Störung (Kap. 6.5.). Beide Riedelfläschenscharen sind in diesem Gebiet durch markante Klufrichtungsmaxima abgebildet. Diese sind von POHL (2003) aufwändig dokumentiert worden. Die Hauptklufrichtung bei 20 bis 35° entspricht R I, die 2. Hauptklufrichtung bei 110 bis 125° bildet R II ab. Zu den hier etwa 40 bis 50° (diagonal) streichenden sinistralen Verschiebungsbahnen liegen diese Richtungen in mechanisch stimmigen Winkelbeziehungen.

Die beschriebenen Geometrien der Bruchlinien und Kluftscharen legen die Existenz von mehreren gestaffelten, linkstretend angeordneten, sinistralen Blattverschiebungen nahe. Für die nachfolgenden Beschreibungen sollen sie hier als sin I, sin II, sin III und sin IV benannt werden. Hinzu kommt die sehr kurze („stecken gebliebene“) sin V (Abb. 16).

Als Südwest-Nordost-streichende Bruchlinien erstrecken sie sich quer durch das Untersuchungsgebiet. Auf dem Blatt 5905 Kyllburg (LEPPLA 1908) verklingen sie. Inwieweit dies real ist oder nur dem niedrigen Erfassungsstandard dieses bisher nicht revisionskartierten Kartenblattes zuzuschreiben ist, muss offen bleiben. Die weit durchhaltende Blattverschiebung sin I ist die nördlichste dieser Lineationen. Mithilfe der transsensionalen Verbindungsstruktur bei Brimingen tritt sie zur Lineation sin II über. Die Blattverschiebung sin III ist über eine solche Verbindungsstruktur mit der Lineation sin IV verbunden.

Von Interesse sind nunmehr im Kartenbild und im Aufschluss nachvollziehbare Auswirkungen der hier benannten linkshändigen Blattverschiebungen.

Die dicht gescharten Brüche mit geringen Sprunghöhen in der Schlucht Menschgracht südlich von Mettendorf (Abb. 6) stehen wohl im Zusammenhang mit den Blattverschiebungen sin II und IV. Im Nahbereich der steil einfallenden, zwischen 34° und 54° streichenden Bruchflächen (GEBAUER 1988) fanden sich dort auch Lesestücke von tektonischen Brekzien. Diese kleintektonischen Befunde passen zur Position dieser Lokalität zwischen zwei großen sinistralen Bewegungsbahnen, die hier 40° bis 48° streichen (Abb. 16). Der sehr geringe linkslaterale Versatz der alt angelegten variszischen Störung Schloss Kewenig-Freilingen (Abb. 10) an der Blattverschiebung sin IV ist lediglich hypothetisch; in der geologischen Karte wurde eine solche Verstellung nur als vermutet eingetragen. Konkrete kleinräumige Kartierbefunde dazu liegen in diesem – seit GREBE (1891) nicht amtlich revisionskartierten – Areal südwestlich von Mettendorf nicht vor.

Im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet entlang der Our zeigen sich nur scheinbare Horizontalversätze an jüngeren Abschiebungen. Kleine Versätze der Störungslinien

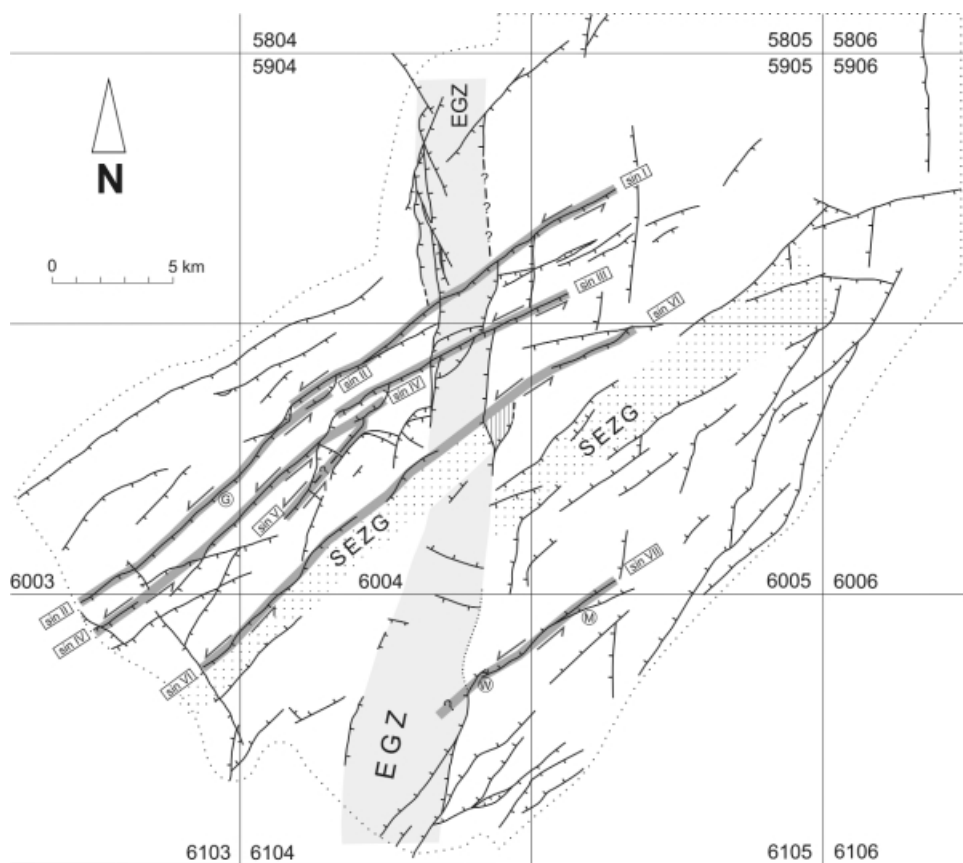


Abb. 16: Sinistrale Bewegungsbahnen (sin I bis sin VII) mit linkstretenden Verbindungsstrukturen im Untersuchungsgebiet. G = Aufschluss Menschgracht nach GEBAUER 1988, W = Horizontalharnisch-Fundort nach WARTENBERG 1996, M = Steinbruch Meckel, EGZ = Echterbacher Grabenzone, SEZG = Südeifeler Zentralgraben.

im Kartenbild resultierten dort aus der erosiven Freilegung unterschiedlich hochgelegener Abschnitte der schwach nach Südosten hin geneigten Abschiebungsflächen. Eine Fortsetzung der Blattverschiebung sin IV in der etwa 55° streichenden Störung bei Ammeldingen ist anzunehmen (Abb. 10 und 16).

Ein konkreter sinistraler Horizontalversatz zeigt sich an der Nord-Süd-Störung im östlichen Bedhard-Gebiet (Abb. 10, Arbeitsgebiet KOBÉ 1996). Betroffen ist die östliche Randstörung der Echterbacher Grabenzone (Kap. 3.1.). Deren westliche Randstörung ist ebenfalls nach Westsüdwesten versetzt. Es dokumentiert sich die Auswirkung der Blattverschiebung sin III (Abb. 16).

Eine entsprechende – wenn auch im Kartenbild weniger deutlich zu erkennende – Situation existiert im Norden, an Lineament sin I. Am nordwestlichen Außenrand der

Trierer Bucht deutet sich der alt angelegte Westrand der Echternacher Grabenzone in einer geschwungenen, maßgeblich Nord-Süd streichenden Störungslinie an. Diese hatte sich neu ergeben bei der Auswertung der von STRUMPF (1995) zusammengestellten Geländedaten einer Mainzer Kartierungsübung. Im mittleren, bislang nicht revisionskartierten Bereich wurde sie darüber hinaus durchgezogen, und zwar dort, wo LEPLA (1908) auf einem Bergplateau auffällig aneinandergereihte Anreicherungszone von „Brauneisenerzschalen“ auskartiert hatte. Sie wurden hier interpretiert als Zeugnisse starker Gebirgszerklüftung, lokal verstärkter Grundwasser-Durchströmung und dementsprechender Eisen-Umlagerung im Bereich der Störungslinie. LEPLA (1908: S. 17 und 19) selbst hatte diese Eisenerze in seinen kurzen Erläuterungstexten als häufig in der Nähe von Störungslinien vorkommend benannt, hatte dort selbst aber noch keine Störung verzeichnet. Der geschwungene Ausbiss der Störungsfläche legt nahe, dass es sich um eine nach Osten einfallende normale Abschiebungsfläche handelt. In den strukturell hochgelegenen Bereichen im Norden, dort, wo die Verlängerung des Devon-Sattels von Bivels durchzieht (vgl. Kap. 5.2. mit Abb. 18), verläuft sie östlicher als im strukturell tiefer gelegenen Süden. Der Richtungsschlenker nach Südwesten fällt mit der starken Schichtabdachung im Bereich der Ardennen-Südrandzone zusammen, wie sie sich bei Niederweiler-Ehlenz im Osten (WAGNER & DITTRICH in Vorb.: Profilschnitt E-E') nachweisen lässt.

Wahrscheinlich ist diese Randstörung nach Süden hin zu verlängern (Abb. 16). Die Geologische Karte von LEPLA (1908) lässt diese Deutung zu; die dieses Gebiet nur noch randlich erfassende Schichtlagerungskarte von BOSOLD (1996) ebenfalls. Insgesamt entspricht sie wohl einer Bruchlinie (oder auch Flexurzone) auf der westlichen Schulter der Echternacher Grabenzone. Derjenige Nord-Süd-Bruch, der zunächst als unmittelbare Fortsetzung des Nord-Süd-Bruches im Süden ins Auge fällt, wird hier als junger Nachbruch gewertet (Kap. 6.5.). Der alt angelegte Randbruch wäre demnach an der Blattverschiebung sin I um knapp 400 m nach Westsüdwesten versetzt (Abb. 16). Ein Versetzungsbetrag ähnlicher Größenordnung könnte sich auch am Ostrand der Echternacher Grabenzone abbilden (Kap. 5.2.).

An der etwas weiter südlich verlaufenden Blattverschiebung sin III lassen sich ebenfalls linkshändige Horizontalversätze der beiden Randstörungen der Echternacher Grabenzone ablesen: sie belaufen sich auf etwa 450 m im Westen und etwa 500 m im Osten.

Mehrere Kilometer südlich der linkstretenden Staffelfolge der sinistralen Lineamenten sin I bis sin IV (und sin V) könnte am Nordwest-Rand des Südeifeler Zentralgrabens eine weitere sinistrale Blattverschiebung existieren (sin VI, Abb. 16). Hinweise darauf ergeben sich vornehmlich aus den Geometrien der dextralen Verschiebungsbahnen (Ausführungen dazu in Kap. 5.2.).

Im Südosten des Untersuchungsgebietes schließlich existieren konkrete Beobachtungen zu diagonal streichenden Horizontalharnischen. Östlich Niederweis hatte WARTENBERG (1996) subhorizontale, schwach nach Südwesten geneigte Harnischstriemungen auf mehreren 35 bis 40° streichenden Klufflächen beschrieben (Kap. 3.2.). Deren Zuordnung zu einem sinistralen Scherungsereignis ist jedoch bloß eine Annahme; eine Spezifizierung der Harnische – sinistral oder dextral – war seinerzeit nicht dokumentiert worden. Auch ist eine solche Bewegung an diesem Fundort nicht an einer konkreten Störungslinie festzumachen. Der Aufschluss war in sich ungestört, insofern war nur eine gewisse Bewegungs-Tendenz feststellbar. Etwa 140 m nördlich des Aufschlusses existiert jedoch eine große, bis zur Bundesstraße 50 Trier-Bitburg durchhaltende Störungslinie. Sie markiert die Grenze zwischen zwei diagonalen Großstrukturen, der Luxemburger Zentralschwelle im Südosten und dem Luxemburger Zentralgraben im Nordwesten

(Abb. 2). Horizontalbewegungen entlang dieser alt angelegten Gebirgsfuge sind vorstellbar.

Nördlich der Harnisch-Fundstelle ließen sich noch weitere tektonisch relevante Geländedaten gewinnen. W. WARTENBERG (mündl. Mitt. März 2009) hatte dort eine nicht in der damaligen Diplomkartierung dokumentierte Spezialkartierung erarbeitet. Pflugschürfe und Lesesteine auf den Ackerflächen hatten auf eine komplexe, alle drei Richtungssysteme abbildende Kleinschollentektonik schließen lassen. Ein genetischer Zusammenhang mit der sinistralen Scherverschiebungszone sin VII ist anzunehmen (weitere Ausführungen dazu in Kap. 6.4.).

Im Steinbruch Meckel, mehrere Kilometer nordöstlich des Horizontalharnisch-Fundortes (Abb. 16), existiert ein anderer Hinweis auf Horizontalverschiebungen (Kap. 3.2.). Dort erscheint eine markante, nahezu saiger stehende Störungsfläche mit lediglich 3 m Vertikalversatz, die sich im oberen Teil aufspaltet und eine schmale, eingekeilte Kleinscholle umschließt. Auffällig ist ferner, dass dabei keine nordwestliche Versatzrichtung entwickelt ist – wie regional üblich – sondern eine südostwärts gerichtete. Ein andersartiger Deformationsstil bildet sich ab. Die Störung streicht an dieser Stelle vergleichsweise „flach“, mit 54 bis 56°. Dennoch ist ein kausaler Zusammenhang zu den zuvor genannten Horizontalharnischen anzunehmen (Kap. 6.4.). Insgesamt bildet sich eine sinistrale Blattverschiebungszone sin VII ab (Abb. 16). Die weitere Fortsetzung dieses Lineamentes in Richtung Nordosten muss hier zunächst offen bleiben (DITTRICH in Vorb. a).

5.2. Dextrale Bewegungen

Grabenstrukturen, die wie divergente Verbindungsstrukturen an rechtstretenden dextralen Blattverschiebungen geformt und angeordnet sind, kommen ebenfalls vor. Sie liegen in den Arbeitsgebieten von POHL (2003), SEIDEL (2001) und KOBE (1996, Abb. 10). Allerdings sind sie nicht so deutlich und so vollständig wie die zuvor beschriebenen sinistralen Pull-apart-Strukturen, da sie durch jüngere Schollenbewegungen überprägt wurden (Abb. 17). Sie sind älter als die sinistralen Strukturen (Kap. 6.).

Die westlichste Pull-apart-Struktur liegt bei Bettingen auf Blatt 6004 Oberweis. H.-R. POHL hatte dort in einem frühen Entwurf seiner Diplomkartierung eine sehr auffällig gebogene Abschiebung dargestellt. Diese versetzt Oberen Muschelkalk gegen höheren Mittelkeuper, wodurch sie im Kartenbild markant in Erscheinung tritt. SEIDEL (2001), der Bearbeiter des östlich angrenzenden Gebietes, wählte dann anstelle der Bogenstörung eine tektonische Lösung mit zwei sich kreuzenden Abschiebungen. Eine diagonal streichende, Südost-abschiebende Störung westlich Bettingen–Kobenheim wird von einer zweiten, vom Prümatal heranziehenden, herzynisch streichenden Südwest-abschiebenden Störung geringfügig versetzt. Dies erschien seinerzeit plausibler, weil derartige herzynischen Abschiebungen wie die Gaytalstörung im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet schon als Deformationsstil der westlichsten Trierer Bucht bekannt waren (Kap. 3.1.). Bogenförmig verlaufende Randstörungen von Pull-apart-Gräben waren damals noch nicht in Erwägung gezogen worden. Trotz der sehr dichten Datenbasis sind beide Darstellungsarten vertretbar. Insofern ist unsicher, ob es sich hier um einen sehr weiträumigen, relativ stark abgeknickten dextralen Pull-apart-Bogen handelt oder ob bei der Ausgestaltung dieser Struktur maßgeblich ein junger herzynisch streichender Nachbruch prägend war (Kap. 3. und 6.5.). Allerdings ist eine (zweite) Bogenstörung nördlich davon wahrscheinlich. Ohne eine solche hier neu eingetragene Südwest-abschiebende Störung ist am Westhang der Prüm südlich von Oberweis ein ungewöhnlich starkes Schichteinfallen vorhanden. Die dort in der Geologischen Karte von SEIDEL (2001) für die Schichtgrenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk verzeichnete südwär-

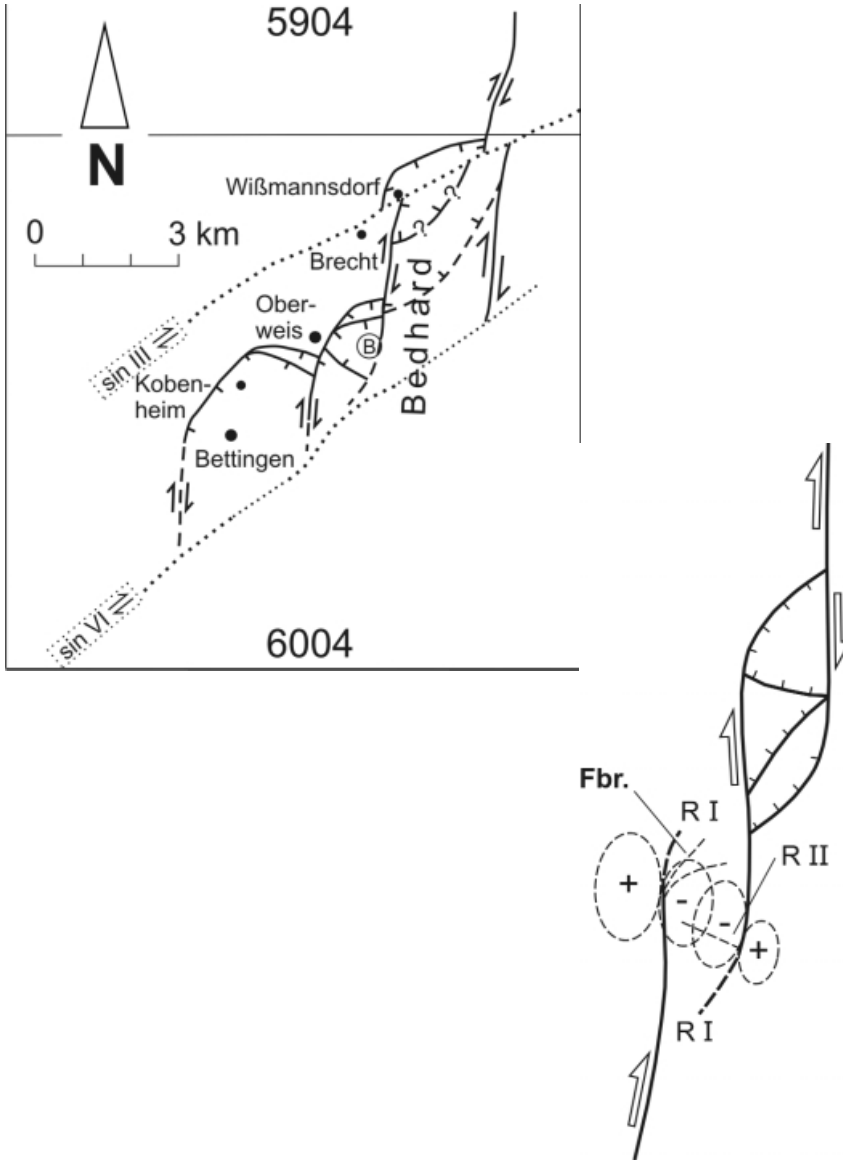


Abb. 17: Im heutigen Störungsmuster nur noch reliktsch erhaltene, rechtstretende Pull-apart-Strukturen zwischen staffelförmig (en-echelon) angeordneten dextralen Blattverschiebungen, dargestellt unter Vernachlässigung der später entstandenen Abschiebungen mit Ost- und Südostwärtigen Vertikalversätzen. Gepunktet eingetragen sind die für das heutige Strukturbild wesentlichen jüngeren sinistralen Horizontalverschiebungen. Rechts unten: Fortschreitende Herausbildung von dextralen divergenten Verbindungsstrukturen, rotierter Ausschnitt aus einer Darstellung von EISBACHER (1996); Fbr. = Fiederbrüche.

tige Höhendifferenz von ca. 35 m steht im deutlichen Gegensatz zum eher sanft, nur 1,5 bis 4° geneigten Schichteinfallen in der Strukturkarte von SEIDEL und in den umliegenden Regionen.

Die nächste rechtstretende Verbindungsstruktur bei Oberweis ergab sich bei einer Kontrollkartierung aufgrund von Unstimmigkeiten bei den Aufschlussbefunden von SEIDEL (2001) nördlich der B 50 am Birkenhof. Die dort sehr dichte Datenbasis – Farbgrenzen und Pflugschürfe mit viel Gesteinsaushub auf Äckern – ermöglichte die Fixierung von zwei aufeinander zu ziehenden Kleinstörungen. Diese führten schließlich zur Annahme einer Störungsfortsetzung im Prümatal, die mit allen verfügbaren Aufschluss- und Strukturdaten in Einklang steht.

Eine auffällige „gegensinnige“ Nordwest-abschiebende Bruchlinie, die an eine Pull-apart-Struktur denken lässt, erscheint nordwestlich davon, auf dem Bedhard-Plateau, östlich von Brecht (Abb. 10). Sie ist zunächst von GREBE (1887) und später dann auch von KOBE (1996) auskartiert worden. Es handelt sich dabei wohl um einen Ausgleichsbruch zwischen einer Nord-Süd (rheinisch) und einer Südwest-Nordost (diagonal) streichenden Großstörung. In dieser von Störungen umschlossenen Kleinscholle hat sich ein isoliertes Lias-Vorkommen erhalten. Da diese kleine Grabenstruktur im Zentralbereich der Echternacher Grabenzone liegt, wäre sie auch ohne eine Deutung als Pull-apart-Graben erklärlich. Auf einen bloßen Ausgleichsbruch deutet die Tatsache, dass die „gegensinnige“ Bruchlinie nicht bis zur Blattverschiebung im Osten heranreicht. Ein südlich dazu parallel verlaufender Nordwest-abschiebender Störungsbogen im nördlichen Bedhard-Gebiet, der bis zu der östlichen Blattverschiebung reicht, ist wahrscheinlich, aber derzeit noch nicht beweisbar. In Abb. 17 ist er lediglich als vermutet eingetragen worden. Der Kartierbefund ist dahingehend nicht eindeutig. Da dort der erosiv aufgreifende, lokal rinnenhaft eingetiefte Rhätsandstein ausbeißt (Oberkeuper), ist eine Unterscheidung zwischen sedimentär oder aber tektonisch bedingten engräumigen Wechsellagen der Ausbisshöhen schwierig. Die ebenfalls dort ausstreichende Grenze kStu/kSth innerhalb der Steinmergelkeuper-Fazies (oberer Mittelkeuper, vgl. LGB 2005) lässt sich nur bei sehr guten Aufschlussverhältnissen sicher auskartieren. Diese sind jedoch in der dortigen Wiesenlandschaft eher dürrftig. Dementsprechend bestehen hier Freiheitsgrade für die Ausdeutung der Schichtlagerung. Ein Hinweis auf die Existenz einer solchen Nordwest-abschiebenden Störung ist allerdings die an dieser Stelle nach Norden hin – und damit gegen die generelle Schichtabdachung gerichtete – merklich abgesenkten Höhenlage des Gebirges im Profilschnitt E–E' von WAGNER & DITTRICH (in Vorb.).

Eine weitere neue bogenförmige Störung ergab sich nach eigenen Revisionsbegehungen am Nordrand von Blatt 6004 Oberweis im Arbeitsgebiet von KOBE (1996; Abb. 10). Sie wurde nötig durch die Deponiebohrung Rittersdorf 1 (DITTRICH et al. 1998), die mit ihrer gut fassbaren, etwa bei 273 m ü. NN liegenden Basis des Steinmergelkeupers (höherer Mittelkeuper) eine tektonische Tieflage anzeigte, die in der Kartierung von KOBE nicht berücksichtigt worden war. Weiter abgesichert wurde der Befund durch neu aufgeschlossene Sandsteine des mittleren Mittelkeupers (Hauptsteinmergelschichten, vgl. LGB 2005) an der Landesstraße 9. Eine derartige Tiefscholle hatte sich – wenn auch in ihrer bruchtektonischen Ursächlichkeit noch nicht erkannt – bereits im aberranten Verlauf der dortigen Isolinien in der Schichtlagerungskarte von KOBE (1996) angedeutet.

Die aneinander gereihten, rechtstretend gestaffelten Lineamente werden hier als Blattverschiebungen dex I bis dex IV durchnummeriert (Abb. 18).

Die im heutigen Strukturbild nur noch reliktsch erhaltene dextrale Blattverschiebung dex I ist extrem kurz. Die NNE-SSW (18°) streichende Bruchlinie südlich davon (Abb.

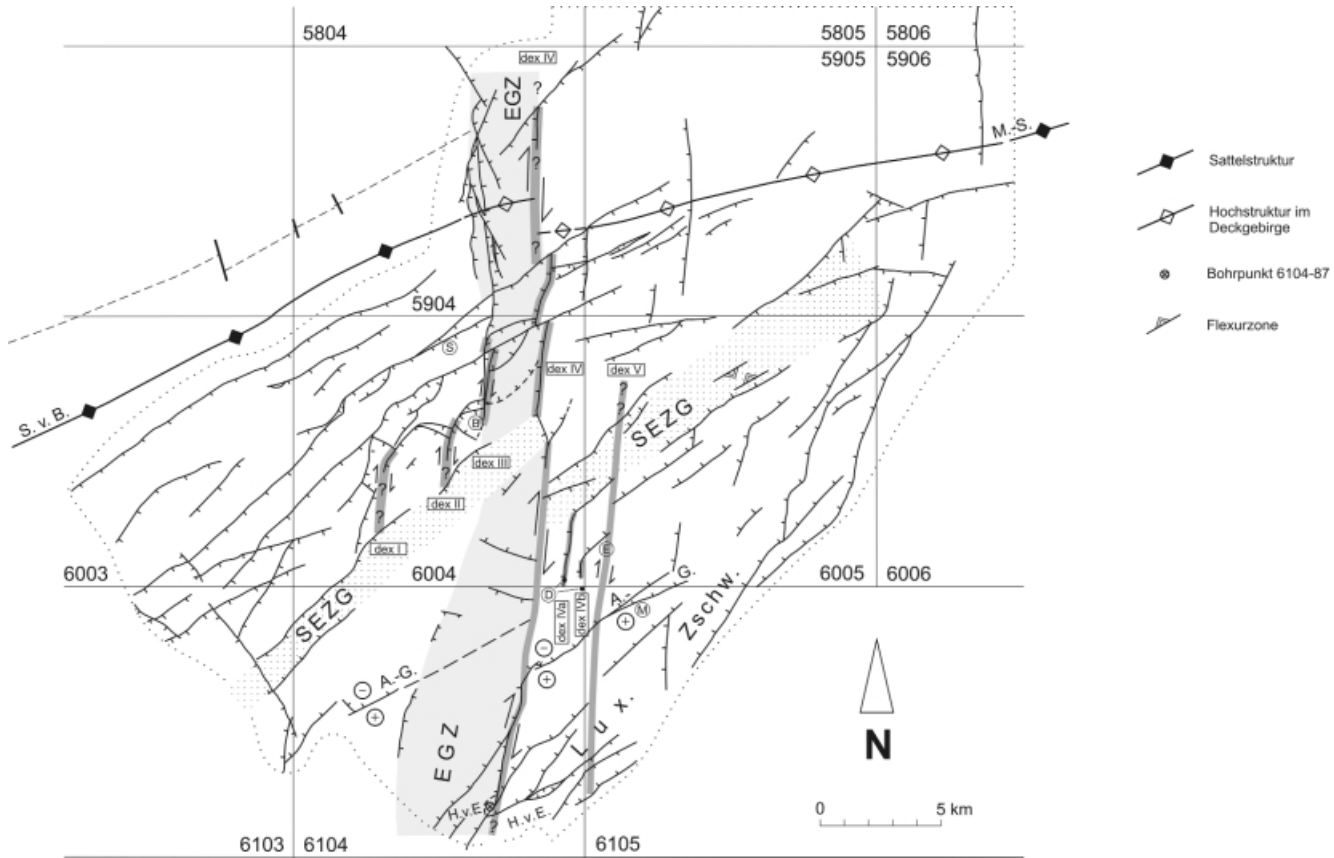


Abb. 18: Dextrale Bewegungsbahnen (dex I bis dex V) mit relictisch erhaltenen rechtstretenden Verbindungsstrukturen im Untersuchungsgebiet. S = Beprobungsort der Buntsandstein-Schliff-Probe von BOSOLD 1996, B = Horizontalharnisch-Fundort Burghof, E = Steinbruch Eßlingen, D = Doline; EGZ = Echterbacher Grabenzone, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, S. v. B. = Sattel von Bivels, M.-S. = Manderscheid-Sattel, A.-G. = Attert-Graben, H. v. E. = Horst von Echternach, Lux. Zschw. = Luxemburger Zentralschwelle, gerissene Linie = Ausbissverlauf der Grenze dzu/ST bei ZITZMANN & GRÜNIG 1987.

18) gehört nicht dazu, dabei handelt es sich um einen pleistozänen Nachbruch (Kap. 6.5.). Auch die Linie dex II ist nur kurz. Ob und wie genau sie sich ursprünglich weiter nach Süden fortsetzte, ist derzeit noch unklar. Lineament dex III hingegen ist deutlich entwickelt. Es entspricht der schon von KÖBE (1996) auskartierten NNE-SSW-Störung südlich von Wißmannsdorf. In diesen Zusammenhang sind wohl auch die östlich von Oberweis beobachteten (sub-)horizontal verlaufenden Harnischströmungen zu stellen. Auf einem isolierten Block von mittelhätischem Quarzsandstein hatten sie sich in der Nähe von kleinen aufgelassenen Steingruben am Burghof auffinden lassen (Kap. 3.2.). Eine Kluffrose östlich des Burghofs, knapp südsüdwestlich des Süd-Endes der Abschiebung dex III weist nahezu keine Nord-Süd-Klüfte mehr auf, sondern ein Hauptmaximum von NNE-SSW-gerichteten Kluffflächen (SEIDEL 2001: K7). Eventuell dokumentiert sich darin eine bogenförmige Riedel-Scherfläche R I, die nach Südwesten hin abbiegt (Abb. 17: B = Harnisch-Fundort). Nordöstlich Wißmannsdorf, auf der Höhe der neu auskartierten bogenförmigen WSW-ENE-Störung, endet die Blattverschiebung dex III. Ihr Bewegungssinn wird durch eine Verbindungsstruktur zur rechtstretend angeordneten dex IV übergeleitet. Allerdings ist diese Gesamtstruktur sekundär durchtrennt und sinistral versetzt worden (Abb. 17). Die nach Norden weiterlaufende Nord-Süd-Störung (Abb. 10) ist keine Fortsetzung der Blattverschiebung dex III, sondern ein später entstandener junger Nachbruch auf der alt angelegten West-Schulter der Echternacher Grabenzone (Kap. 6.5.).

Das Lineament dex IV ist die längste nachzuweisende dextrale Blattverschiebung (Abb. 18). Hinweise darauf finden sich zwischen Echternacherbrück im Süden und Heilenbach im Norden. Im Norden wird sie zweimal linkslateral nach Westen hin versetzt, im Kreuzungsbereich mit jüngeren sinistralen Blattverschiebungen. Eine umfassende Beschreibung dieser Verschiebungsbahn folgt am Ende des Kapitels.

Eine weitere dextrale Scherzone ist wohl die am Beginn dieses Beitrags, im Nachtrag zu Teil I beschriebene, NNE-SSW-streichende Bewegungsbahn westlich von Eßlingen. Diese hatte sich nicht in Form einer vertikaltektonisch wirksamen Störungslinie auskartieren lassen. Die Gesamtlineation streicht etwa 5°. Dies ergibt sich folgendermaßen. Im Störungsmuster des Südwestteils von Blatt 6005 Bitburg fällt auf, dass entlang dieser Scherfuge vier diagonal streichende Abschiebungen ausklingen (Abb. 10 und 18). Ursächlich dafür könnte eine frühe mechanische Entkoppelung der östlichen und der westlichen Scholle durch eine rheinisch streichende Blattverschiebung gewesen sein. Dies wäre dann eine zur Lineation dex IV auffällig genau parallel verlaufende Blattverschiebung dex V. Auch nach Süden hin lässt sich diese Linie wahrscheinlich verfolgen. Dort, wo sie der TK 25-Blattgrenze 6104/6105 nahe kommt, im Bereich des Hall-Berges nördlich von Godendorf, liegen zwei kleine rheinische Richtungsschlenker im Verlauf von zwei diagonal streichenden (alt angelegten) Störungen. Bei der Erarbeitung des Profilschnittes A-A' des hydrogeologischen Trierer Bucht-Projektes (WAGNER & DITTRICH in Vorb.) ergaben sich dazwischen Hinweise auf eine starke lokale Gipsablagung im Mittleren Muschelkalk mit einer dementsprechenden Mächtigkeitenreduktion um etwa 12 m (58 statt 70 m Gipsmergel). Diese Subrosionszone könnte mit einer Bewegungsbahn dex V zusammenhängen. Auch die Schichtlagerungskarte von JANTOS (1999), die wegen zahlreicher Geländedaten dort sehr hoch auflösend ist, lässt in diesem Areal kleinere Lagerungsstörungen erkennen. Es erscheinen flachwellige, langgestreckte, rheinisch orientierte Hoch- und Tiefzonen.

Dass die auffällige Nord-Süd-Störungslinieation Meilbrück-Malbergweich östlich der Lineation dex V eine weitere dextrale Bewegungsbahn darstellt („dex VI“), die bei der späteren Eifel-Hebung (Kap. 4. und 6.) vertikaltektonisch überprägt und dadurch akzen-

tuert wurde, ist unwahrscheinlich. Dagegen spricht, dass alt angelegte variszische Strukturen im Süden (bei Meckel) und im Norden (nördlich Bitburg und östlich Kyllburg) an dieser Linie nicht nachvollziehbar versetzt werden. Sie halten ebenso durch wie die diagonalen Bruchlinien zum Südeifeler Zentralgraben hin. Es kann sich also lediglich um junge Staffelbrüche handeln, die durch die quartäre Anhebung der Eifel- und Hunsrück-Region entstanden sind (Kap. 3.1., Kap. 6.).

Entscheidend für die Glaubwürdigkeit und die quantitative Bewertung von dextralen Horizontalbewegungen sind resultierende Versätze. Präexistierende, ursprünglich quer durch die Trierer Bucht ziehende Großstrukturen des diagonalen und des variszischen Richtungssystems sollten abgeschnitten und rechtslateral versetzt worden sein. Im Folgenden werden konkrete Belege für solche dextrale Versätze dargelegt, wobei im Einzelfall recht genau die Größenordnung des Versatzbetrages nachvollzogen werden kann.

Im **diagonalen** Richtungssystem betrifft dies den alt angelegten, bereits triassisch nachweisbaren Südeifeler Zentralgraben. Dessen gut kartierbare Nordwestrand-Störung zieht sich im Westteil der Trierer Bucht durch die Arbeitsgebiete von KLÖSGEN (1997), PANKNIN (2003), PONGRATZ (2000) und SEIDEL (2001; Abb. 10). Östlich des Nimstales setzt sie sich in derselben Gesamtorientierung in den Gebieten KÖSTNER (2003), DÖRNER (2003) und HÖRBELT (2001) fort, ist jedoch nach Süden versetzt (Abb. 18). Entsprechendes gilt für die weniger markant ausgeprägte Südostrand-Störung. Insgesamt dokumentiert sich ein dextraler Versatz der kompletten Grabenstruktur auf Höhe des Nimstales. Das Lineament dex IV war die betreffende Bewegungsbahn; die horizontale Verschiebungsweite liegt bei 3,1 bis 3,5 Kilometern.

Dem entsprechende Hinweise liefert das Mächtigmuster des Oberen Buntsandsteins. Nach allen bisher bekannten Befunden (WEILER 1991, BOSOLD 1996, ARNOLD 2001, WILDE 2001, LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) nimmt dessen Mächtigkeit von Nordwesten nach Südosten, in Annäherung an das Zentrum des Bitburger Beckens kontinuierlich zu. Die Beckenachse ist dabei identisch mit der diagonalen Großstruktur des Luxemburger (bzw. Südeifeler) Zentralgrabens. Auffallend ist jedoch ein vergleichsweise enges Nebeneinander eines hohen Mächtigkeitwertes im Westen (Bohrung Oberweis, LGB-Archiv-Nr. 6004-7: 164,40 m, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) und eines geringeren Wertes im Osten (140 m). Letzterer liegt ca. 6 km östlich bzw. ostnordöstlich der Bohrung Oberweis. Es ist die Archivbohrung 6005-195 im Nimstal. Es ergibt sich die bisher nie nachgewiesene Besonderheit einer Mächtigkeitabnahme in Annäherung an das Senkungszentrum. Erklärbar wäre das durch eine rechtslaterale Süd-Verschiebung des östlichen Wertes, der nur wenig östlich der Blattverschiebung dex IV erhoben wurde.

Anders ist es bei der Blattverschiebung dex V. Dort sind keine rechthändigen Versätze von Diagonalstrukturen vorhanden, jedenfalls keine, die im großregionalen Maßstab kartierbar wären. Offenbar handelt sich dabei um eine Trennfuge und Zerrüttungszone mit nur geringer Verschiebungsweite. Auch die in der Einführung zu Teil II geschilderten rheinischen Lineationen westlich des Eßlinger Steinbruchs fallen wohl in diese Kategorie. Die dort lokalisierten Dolinen deuten vornehmlich auf Zerrüttung hin. Horizontalbewegungen haben zwar stattgefunden – dies zeigen die Kluft- und Harnisch-Befunde im Steinbruch Eßlingen –, sie waren anscheinend jedoch von nachrangiger Bedeutung. Die beiden kleineren Lineationen haben deshalb in Abb. 18 keine eigene Nummerierung erhalten. Mit den Kennungen dex IVa und dex IVb sind sie als kleinere, parallel verlaufende Bewegungs- und Zerrüttungslinien zwischen den Lineationen dex IV und dex V markiert worden.

Dextrale Versätze von Großstrukturen des **variszischen** Richtungssystems sollten ebenso vorhanden sein. Da diese Strukturen bereits bei der variskischen Orogenese angelegt worden sind und in der Trias syndementär mobil waren – wie es sich in den Mächtigkeits- und Faziesmustern abbildet (DITTRICH 1989) –, müssen sie vom hier behandelten känozoischen Deformationsakt betroffen gewesen sein.

Das erste darauf hin zu überprüfende Strukturelement ist die Ardennen-Südrandzone. Dies ist eine breite Zone mit zahlreichen staffelartig angeordneten, Süd-abschiebenden Störungslinien. Maßgeblich handelt es sich um die Grenzregion der paläozoischen Ardennen gegen das mesozoische Gutland im Süden. Als eine der wichtigsten Großstrukturen des variszischen Richtungssystems erstreckt sie sich von Nordwest-Luxemburg bis in die deutsch-luxemburgische Grenzregion der unteren Our (Abb. 2). Von dort zieht sie sich als ein breites, von zahlreichen Bruchlinien nachgezeichnetes strukturelles Element nach Osten, wo sie in die Süd-Flanke des Manderscheider Antiklinoriums übergeht. Im Südeifel-Gebiet bilden nicht immer – wie es in Luxemburg der Fall ist – langgezogene variszische Bruchlinien diese im devonischen Untergrund vorgegebene Struktur ab. Im westlichen Teil der Trierer Bucht erscheinen stattdessen oft nur variszisch streichende Teilstrecken in weit durchhaltenden diagonalen Störungszonen. Diese zeichnen die Bruchstaffeln der Ardennen-Südrandzone nach, die bei der geomorphologischen Ausgestaltung des Deckgebirgsrandes interferierend mitbeteiligt waren. Ein weiterer Hinweis auf solche Interferenzen sind kleine Schollen-„Späne“ (etwa bei Sinspelt, Kap. 3.1.).

Am Westrand der Trierer Bucht ist die Ardennen-Südrandzone gleichbedeutend mit der Süd-Abdachung des Sattels von Bivels. Dies ist eine große, von Esch-sur-Sûre über Bivels/Our verlaufende paläozoische Sattelstruktur, die den nördlichen Zentralteil des Givonne-Oesling-Antiklinoriums prägt (DITTRICH & NORBISRATH 2006: Abb. 14). Am Ostrand der Trierer Bucht, in der Eifel, entspricht dem die große und seit langem bekannte Struktur des Manderscheider Antiklinoriums, die durch einen großflächigen Ausbiss von Obersiegen gekennzeichnet ist.

Plausibel wäre ein kontinuierliches Durchziehen dieser Großantiklinale vom Ardenne- bis zum Eifelraum. Eine solche strukturelle Konstanz wurde von MEYER & STETS (1994: Abb. 2.4 sowie Abb. 11 in LGB 2005) unter anderem für das Eifel-Synklinorium und die Daleidener Muldengruppe dargestellt. Hingegen läuft das unmittelbar am Nordwestrand der Trierer Bucht gelegene Oesling-Antiklinorium (Ösling-Sattel bei MEYER & STETS 1994) in diesen Darstellungen nach ENE auf eine Muldenstruktur zu, die Salmerwald-Mulde. Das Manderscheider Antiklinorium (MEYER & STETS 1994: Manderscheid-Sattel) liegt weiter südlich. Durch diese südwärtige Verstellung im Osten könnte sich eine dextrale Blattverschiebung abbilden, deren horizontale Verschiebungsweite dieselbe Größenordnung aufweist wie bei den oben beschriebenen diagonalen Richtungselementen.

Im Einzelnen stellt sich die strukturelle Situation folgendermaßen dar. Die Sattelachse von Bivels reicht wohl noch weit nach Osten. In der Geologischen Übersichtskarte CC 6302 Trier (ZITZMANN & GRÜNIG 1987) wird sie nachgezeichnet durch den Ausbissverlauf der Grenze dzu/ST (Basis der Stadtfeld-Schichten). Auf der GK 25, Blatt 5904 Waxweiler, zieht sie als Hochstruktur durch das Waldgebiet Hochbüsch zwischen Merkeshausen im Norden und Eichtershausen im Süden (Abb. 10) und läuft dann auf eine komplexe Nord-Süd- bzw. NNW-SSE-streichende Störungszone zu. Östlich davon setzt sie sich im Hoch von Oberweiler fort. In den Profilschnitten von WAGNER & DITTRICH (in Vorb.) – belegt durch das Bohrprofil 5904-21 – tritt es als markante Devonschwelle in Erscheinung. Von dort aus besteht eine enorme Abdachung nach Süden

bzw. SSE hin zum Zentrum der Trierer Bucht. Eine Fortsetzung der strukturellen Hochlage ist östlich von Oberweiler, südlich von „Ackerburg“, am Verlauf der Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze in der preussischen GK 25 von LEPLA (1908) erkennbar. Auf der östlichen Gegenseite des Ehlenz-Bachtales hingegen fehlen derartige Hinweise. Ursache dafür ist die Blattverschiebung dex IV (Abb. 18). Östlich davon erscheint erst wesentlich weiter südlich eine Hochstruktur, südöstlich von Ließem (Profilschnitt C-C', WAGNER & DITTRICH in Vorb.). Diese ist dort zunächst noch undeutlich, weil sie von diagonal streichenden Abschiebungen überlagert ist. Deutlicher wird die Hochstruktur erst weiter im Osten. Zunächst zieht sie zum Trimberg östlich von Ließem und läuft dann unmittelbar südlich der Nattenheimer Barriere durch (GK 25, Blatt 5905 Kyllburg, LEPLA 1908). Weiterhin wird sie markiert durch die Hochlage des Mittleren Buntsandsteins bei Malberg im Kylltal (Abb. 10). Dann zieht sie sich in die Region von Seinsfeld. Durch Bohrungen belegt ergab sich dort im Profilschnitt F-F' (WAGNER & DITTRICH in Vorb.) eine Hochlage der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein. Zuvor allerdings, zwischen Seinsfeld und Malberg, ist die Hochlage durch eine interferierende Diagonalstörung unterdrückt und streckenweise unkenntlich geworden. Dabei wirkt das Streichen der diagonalen Abschiebung durch einen nach Südwesten, zum Kylltal hin, morphologisch immer tieferen Ausbiss der Störungslinie scheinbar „versteilt“. Weiter östlich tritt die Sattelachse dann wieder zutage, gekennzeichnet durch einen großflächigen Ausbiss von Obersiegen in der Geologischen Karte (Manderscheid-Sattel).

Im Deckgebirgsareal der Trierer Bucht wird der Südrand der Großantiklinale nur indirekt markiert, durch die erste nach Süden hin absetzende Abschiebung mit variszischem Streichen (Abb. 18). Im Osten ist dies die weit durchhaltende, noch über das Darstellungsgebiet der Abb. 10 hinausreichende WSW-ENE-Störung Oberkail-Eisenschmitt-Helenenhof (Blatt 5906 Manderscheid). Nach Westen hin setzt sie sich in der auffälligen Bruchzone im Grenzgebiet der Blätter 5905 Kyllburg und 5904 Waxweiler fort. Schmale, leistenförmige Gräben (Schollen-„Späne“, Kap. 3.1.) dokumentieren dort die Überlagerung diagonalen Bruchzonen mit einer im Untergrund angelegten variszischen Großstörung.

Insgesamt entspricht diese Linie dem Satellitenbild-Lineament Nr. 8 bei KREMB-WAGNER (1996: Karte 4b). In der Karte der Landsat-Satellitenbild-Lineamente (Auswertungsmaßstab 1 : 50 000) zeichnet es den Beginn der Ardennen-Südrandzone und damit auch den Südrand des Manderscheider Antiklinoriums nach. Dementsprechend reicht es noch mehrere Kilometer in das Gebiet des Eifeldevons hinein. Die langgezogene Störung Oberkail-Eisenschmitt-Helenenhof bildet sich darin unmittelbar ab. Nach Westen hin allerdings endet dieses Lineament abrupt an der NNE-SSW-orientierten Blattverschiebung dex IV, deren nördlicher Teil ebenfalls deutlich erkennbar ist, und zwar in der nicht näher ausgewerteten Karte der Satellitenbild-Lineamente (KREMB-WAGNER 1996: Karte 4a).

Der dextrale Versatz der Großantiklinale im devonischen Untergrund der Trierer Bucht kann nur annähernd bestimmt werden. Der Ostteil ist etwa um 2,2 km nach Süden versetzt worden. Dadurch resultierte, dass die Achse dieser Hochstruktur im quer dazu verlaufenden, Nordwest-Südost-orientierten Profilschnitt C-C' von WAGNER & DITTRICH (in Vorb.) zweimal gequert wird, östlich Oberweiler und – weniger deutlich, weil von diagonalen Bruchtektonik überlagert – südöstlich von Ließem.

Ein weiterer Hinweis auf eine größere dextrale Seitenverschiebung lässt sich aus Faziesbefunden im Muschelkalk ableiten. Südlich von Stahl, im Nimstal, existiert im basalen Oberen Muschelkalk eine über 10 m mächtige mergelig-dolomitische Sonderfazies (LGB 2005). Ihre stratigraphische Zuordnung ist durch Conodonten belegt. Sie

bildete sich in einem Flachwasserbereich, wo bis in den generell marinen Oberen Muschelkalk hinein zeitweise noch intertidale Milieubedingungen herrschen konnten. Gelegentliches Trockenfallen und temporär hypersalinare Bedingungen sind dokumentiert. Die Tonmergel enthalten zum Teil hohe Gehalte an Silt bzw. Feinsand und Glimmer. Bei der bisherigen Interpretation dieser Sonderfazies war auf eine rheinisch streichende Schwellenzone östlich der Echternacher Grabenzone Bezug genommen worden. Nach neueren Faziesbefunden (DITTRICH in Vorb. b) ist dies jedoch nicht die einzige Erklärung dafür. Nach dem hier dargelegten tektonischen Konzept ist zusätzlich ein rechtshändiger Versatz nach Süden um einige Kilometer anzunehmen. Dadurch kam die ursprünglich weiter nördlich anzusiedelnde, Ton-, Silt- und Sand-reiche Schwellenfazies des basalen Oberen Muschelkalks, typisch für den engeren Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone im Norden, unmittelbar neben etwas reinere Karbonatabfolgen des nicht ganz so seichten und randnahen Beckenraumes. Das östlich und südöstlich von Bitburg gelegene Gebiet ist denn auch häufig durch vergleichsweise hohe Silt- und Feinsandgehalte im gesamten Oberen Muschelkalk gekennzeichnet, deren paläogeographische Bewertung bis dato ungeklärt war (LGB 2005).

Weitere Hinweise auf dextrale Versetzungen von variszisch streichenden Strukturen finden sich im Südteil des Untersuchungsgebietes. Sie betreffen die alt angelegte Schwelle, die den Attert-Graben nach Süden hin begrenzt (Abb. 18). Die buckelförmige Hochstruktur bei Niederweis, welche sich im Profilschnitt F-F' von WAGNER & DITTRICH (in Vorb.) abbildet, ist ein Teil davon. Der nördliche Rand dieser Hochstruktur wird durch die 69° streichende variszische Störungslinie östlich der Ortschaft Meckel ausgestaltet. Sie grenzt den weitflächigen Ausbiss von Oberem Muschelkalk zwischen Niederweis und Gilzem-Idenheim ab. Im Eingangsbereich des Meckeler Steinbruchs ist auf diese NNW-abschiebende Störungslinie hin eine breite Flexurzone gerichtet, mit NNW-gerichteten Einfallswerten von 10 bis 15°. Insgesamt stellt diese Abdachungszone wohl eine primäre Fortsetzung der WSW-ENE streichenden Abschiebungslinie im Lias-Plateau von Ferschweiler dar (Kap. 3.1.). Das südlich angrenzende Hochgebiet liegt östlich des Nimstales deutlich südlicher als westlich davon. Eine dextrale Verschiebung ist nachzuvollziehen. Der Attert-Graben selbst, der auf deutschem Gebiet nach Norden nicht genau abzugrenzen ist, reicht nach Osten hin wohl noch weit bis in das Blattgebiet 6006 Landscheid hinein (DITTRICH in Vorb. a). Die konkrete dextrale Verschiebungsweite am Lineament dex IV ist hier allerdings nur annähernd zu bestimmen. Er liegt etwa bei 2,3 km. Der Westrand der buckelförmigen Hochstruktur bei Niederweis ist durch die scherenden Beanspruchungen relativ stark deformiert worden.

Auch der variszisch streichende Horst von Echternach wurde an der Blattverschiebung dex IV nach Süden versetzt (Abb. 18). Obwohl er mehrfach bruchhaft überprägt wurde (Kap. 6.), lässt er sich nach Osten hin noch bis in die Region Rodt-Naurath verfolgen. Westlich der Blattverschiebung, bei Echternacherbrück sowie dem Ansatzpunkt der Bohrung 6104-87 (Abb. 18), ist das alt angelegte Hochgebiet durch eine jüngere vertikaltektonische Überprägung im Bereich der Echternacher Grabenzone streckenweise nicht mehr erkennbar geworden. In seiner Funktion als einstmalige, synsedimentär aktive Schwellenregion (DITTRICH 1989) ist es dort jedoch durch auffällige Mächtigkeitsminima von Unterem Muschelkalk und Unterem Mittelkeuper gekennzeichnet.

Sämtliche Ergebnisse weisen die Lineation dex IV als die wesentliche dextrale Scherzone aus. Das Flüsschen Nims folgt ihr von Niederweis nach Norden bis auf die Höhe von Birtlingen. Die auffällige Talweite ist unter anderem wohl auf die scherende Zerrüttung des Gebirges und eine dementsprechend erleichterte erosive Ausräumung zurückzuführen. Am östlichen Rand des Nimstales lässt sich das Streichen dieser Blatt-

verschiebungslinie auf etwa 5° festlegen. Da von dieser Strukturlinie im folgenden häufig die Rede sein wird, soll sie über das eher „technische“ Kürzel dex IV hinaus mit dem Namen „Nimstal-Fuge“ belegt werden.

Nördlich von Birtlingen setzt sich diese Struktur nicht länger entlang des Nimstales fort. Die Nord-Süd-Störungslinie im Nimstal südlich Bickendorf ist keine Blattverschiebung. Dagegen spricht vor allem die schmale Grabenleiste beiderseits des Tales bei Natzenheim (Kartierung LEPPLA 1908 und MEYERING 1985). Diese geht auf eine Interferenz der variszischen Ardennen-Südrandzone mit diagonalen Bruchlinien zurück (Kap. 3.1., Stichwort Schollen-„Späne“) und zeigt damit, dass die alt angelegte Ardennen-Südrandzone dort offensichtlich nicht deutlich nach Süden versetzt ist.

Stattdessen weist die im Süden generell rheinisch streichende Lineation der Nimstal-Fuge beim Durchlaufen der Tiefenzone des Südeifeler Zentralgrabens eine Verlaufs-Irritation auf. Nördlich von Birtlingen biegt die langgestreckte Störungslinie in die NNW-Richtung um (Abb. 10). Der Verlauf der Nimstal-Fuge selbst ist allerdings problematisch. Möglich wäre, dass der nordwestwärtige Richtungsschlenker nicht primär angelegt ist, sondern bloß einen jüngeren Nachbruch darstellt (Kap. 6.5.). Die eigentliche Lineation könnte sich hier in Richtung NNE bzw. Nordost fortsetzen. Tatsächlich hatte KÖSTNER (2003) dort eine Abschiebungslinie kartiert, auch wenn in seinem Arbeitsgebiet wenig dahingehend verwertbare Aufschlüsse existierten. Führt man sie nun mit dem noch ausstehenden Versatzbetrag von 8 bzw. 5 m im angrenzenden Gebiet von HIMMERKUS (1996) weiter, so reicht sie dort bis in das Areal der Unterkeuper-Aufschlüsse bei der Backesmühle. Dort hatte aufgrund einer auffällig geringen Mächtigkeit des mittleren Unterkeupers schon früher der Verdacht auf eine unerkannte Kleinstörung bestanden. In die Geologische Karte des Trierer Bucht-Projektes und in die Abb. 10 – im Gegensatz zu Abb. 3 in Teil I – ist diese Störung erneut eingebracht worden. Diese Zweigstörung könnte die primäre Fortsetzung der Nimstal-Fuge darstellen. Das würde bedeuten, dass die Blattverschiebung dex IV an einer jüngeren, diagonal streichenden, sinistralen Blattverschiebung absetzt. Die Existenz einer solchen Scherfuge (sin VI) – angesiedelt am prägnant vorstrukturierten Nordwest-Rand des Südeifeler Zentralgrabens – wäre zwar mechanisch plausibel, ist jedoch bisher durch keine weiteren Hinweise abgesichert.

Nördlich davon setzt sich die Nimstal-Fuge wieder in Nord-Süd-Richtung fort, abgebildet von einer Abschiebung östlich des Bedhard-Höhenzuges. Diese hatte sich aufgrund von Mächtigkeitsdiskrepanzen im Unteren Steinmergelkeuper ergeben (WAGNER & DITTRICH in Vorb.). Im weiteren Verlauf nach Norden ist die Nimstal-Fuge linkslateral nach Westen versetzt, beim Übertritt über die jüngere sinistrale Blattverschiebungen sin III (Abb. 16 und 18).

Eine weitere Nord-Fortsetzung der Nimstal-Fuge war wohl ursprünglich vorhanden, sie ist aber im Kartenbild im Ausbissareal des Unteren Muschelkalks nicht verzeichnet. Gegebenenfalls existiert dort kein kartierbarer vertikaler Versatz unterschiedlicher Gesteinseinheiten. Oder aber ein solcher konnte nur von LEPPLA (1908) seinerzeit noch nicht auskartiert werden. Es ist jedoch zumindest ein Zerrüttungslinear entlang der alten Scherzone zu vermuten. Darüber hinaus scheint sich ein gewisser sinistraler Versatz an der diagonal streichenden Blattverschiebung sin I abzubilden (Abb. 18). Falls sich nämlich die West-abschiebende Störung nordwestlich von Heilenbach nach Süden fortsetzt, könnte dies eine linkshändig nach Westen versetzte Fortsetzung der Blattverschiebung dex IV im Arbeitsgebiet von KOBE (1996) sein (Abb. 10).

Die Nord-Fortsetzung der Nimstal-Fuge jenseits des Trias-Gebietes, im Bereich der engeren Eifeler Nord-Süd-Zone, ist noch nicht genau bekannt (Kap. 6.3.).

Im Zentralteil der Trierer Bucht ist die Nimstal-Fuge mithilfe von indirekten Strukturhinweisen verfolgbar. Vier Störungslinien – zwei von Osten her und zwei von Westen – enden daran. Im Arbeitsgebiet von KÖSTNER (2003) sind es nördliche Randstörungen des Südeifeler Zentralgrabens und des Attert-Grabens. Weiter im Süden, im Gebiet von BARTELS (1996; Abb. 10), enden dort zwei auffällige Nordwest-Südost-Störungen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um konjugierte Abschiebungen des rheinischen Richtungssystems, die hier im Kernbereich der Echternacher Grabenzone als Ausgleichsbrüche zum Südeifeler Zentralgraben im Norden bzw. zum Attert-Graben im Süden hin entstanden sind (Abb. 18).

Die beiden erstgenannten Störungen hatten sich in einer früheren Kartenversion als problematisch dargestellt. Ausgehend vom südlichen Grenzbereich der Blätter 6003/6004 (Abb. 10) hatte zunächst der visuelle Eindruck bestanden, dass die 69°-Bruchlinie (im Süden) und die 75°-Linie (in Norden) über die dextrale Scherfuge hinweg durchziehen würden, bis ins Arbeitsgebiet von KÖSTNER (2003) hinein (Kap. 3.1., Abb. 3). Eine Überprüfung der Datenlage ergab jedoch, dass das variszische Streichen der zwei Störungslinien im Osten durch Aufschluss- und Kluffdaten nicht hinreichend gestützt gewesen war. Nur der Verlauf der südlichen Störungslinie ist belegt. Die nördliche Störung hingegen war in ihrer Orientierung kaum fixiert; auch entsprach sie nicht dem Kluffmuster nordöstlich von Messerich (Kluffrose K3 bei KÖSTNER 2003). Dort bildete sich maßgeblich das WNW-ESE-gerichtete Schichtstreichen ab und – in zwei Nebenmaxima – die Diagonalrichtung und die Senkrechte darauf. Variszisch ausgerichtete Klüfte fehlen völlig. Dementsprechend wurde der Verlauf der Störungslinie korrigiert. Es handelt sich nunmehr um eine lineare Fortsetzung einer Diagonalstörung auf Blatt 6005 Bitburg (Abb. 10), und damit um die Nordwestrand-Störung des Südeifeler Zentralgrabens. Dieser Verlauf entspricht auch (wieder) den Darstellungen von GREBE (1887, 1891). Ein variszisch streichendes Störungspaar östlich des Nimstales ist damit hinfällig. Nur die südliche Störung gehört dem variszischen Richtungssystem an, es handelt sich um eine nach Süden zum Attert-Graben hin absetzende Abschiebung.

Die weitere Fortsetzung der Nimstal-Fuge nach Süden hin wird markiert durch den insgesamt etwa rheinisch streichenden Abschnitt der Störung im Arbeitsgebiet von VOGEL (1996; Abb. 10). Er zieht bis in den Großraum Echternacherbrück. Dies bildet sich ab im gegenüber EICHHORST (1996) modifizierten Störungsmuster (vgl. Einführung zu Teil II). Die strukturelle Tieflage beim Bohrpunkt 6104–87 ist bedingt durch mehrere West-abschiebende Störungen (Abb. 18). Im Areal westlich des Bohrpunktes ist entweder ein starkes Ost-Einfallen anzunehmen oder aber eine Ost-abschiebende Gegenstörung, die eine kleine Tiefscholle abgrenzt. Die Ausarbeitung des GK 25 Blattes 6104 Bollendorf ist dahingehend noch nicht abgeschlossen. Möglicherweise handelte es sich ursprünglich sogar um eine kleine Pull-apart-Struktur im Verlauf der Nimstal-Fuge. Die Süd-Fortsetzung dieser Blattverschiebung auf luxemburgischem Gebiet ist noch nicht hinreichend geklärt (vgl. Kap. 6.5. und DITTRICH in Vorb. a).

Bei KREMB-WAGNER (1996: S. 45) findet sich in Bezug auf Nord-Süd streichende Störungen nördlich der Trierer Bucht folgende Aussage: „Ihnen entlang haben offenbar Blattverschiebungen stattgefunden, wobei der W-Teil, also die der TBM [= „Trier-Bitburger Mulde“] zugewandte Seite (relativ) nach N und der E-Teil nach S versetzt worden ist.“. Diese Aussage ist ohne eine weitere Untermauerung durch Daten oder Argumente im Text eingefügt worden. Die Bedeutung des Wortes „offenbar“ bleibt dementsprechend unklar. Die mit diesen Worten skizzierten Versätze hätten jedenfalls dextralen Charakter, was dem in diesem Kapitel dargelegten Verschiebungssinn entspricht. Andererseits existieren in den Texten von KREMB-WAGNER (1996), bezogen auf

Nord-Süd-streichende Störungen, nicht nur Erwähnungen von dextralen Bewegungen, sondern auch von sinistralen. Auf S. 59 schrieb sie: „Linkshändig versetzt sind die Kyllburger Hochscholle zur Ralinger Hochscholle und der Graben von Brecht zum Graben von Oberweis. Diese zueinander versetzten Schollen liegen beiderseits des N-S Zentralgrabens der TBM, d.h. die Umbiegung erfolgt im Einflußbereich seiner N-S Störungen.“ Die angeführten Hoch- und Tiefstrukturen sind allerdings bei einer systematischeren strukturellen Inventur teils nicht mehr haltbar, teils in einen völlig anderen Kontext zu stellen (Kap. 2.). Sinistrale Verschiebungen an Nord-Süd-streichenden Bewegungsbahnen sind infolgedessen nicht nachvollziehbar.

6. Zusammenfassende Ausdeutung

6.1. Überlegungen zur Chronologie der Deformationsereignisse

Es stellt sich die Frage nach dem Alter der Horizontalverschiebungen. Grundsätzlich wäre es denkbar, die beschriebenen Bewegungen, die sinistralen (Kap. 5.1.) und die dextralen (Kap. 5.2.), genetisch einem gemeinsamen Deformationsereignis zuzuordnen. Dann würde es sich bei den rheinisch und den diagonal streichenden Blattverschiebungen um konjugierte, in etwa gleichzeitig entstandene Bewegungsbahnen handeln. Miteinander schließen sie einen Winkel von etwa 50° ein. Verglichen mit den modellgemäß eher anzunehmenden 60° und den bei Experimenten an Tonkuchen erhaltenen 70° (SCHWARZ & KILFITT 2008) ist dies relativ wenig. In einem real existierenden geologischen Substrat mit seinen zahlreichen strukturellen Vorzeichnungen ist dies jedoch möglicherweise gerade noch mechanisch zulässig. Das Paläostressfeld hätte dann durch eine NNE-SSW-gerichtete Schubspannung gekennzeichnet sein müssen (Abb. 19).

Eine derartige kompressive Hauptnormalspannung hat – zumindest im Umfeld des Oberrheingrabens – im Zeitraum des späten Eozäns und frühen Oligozäns bestanden (Abb. 20). Insofern wäre eine gleichzeitige Entstehung der beiden Typen von Bewegungsbahnen zu dieser Zeit möglich gewesen. Andererseits ist es für die genetische Bewertung doch wohl wesentlich, dass im heutigen Kartenbild diagonale Blattverschiebungen oftmals rheinische Bewegungsbahnen durchschneiden und sie dabei deutlich versetzen. Diese Tatsache spricht eher gegen eine gleichzeitige Genese.

Dies gilt auch dann noch, wenn man die interessanten neuen Ergebnisse von SCHWARZ & KILFITT (2008) berücksichtigt. Die Autoren hatten bei „simple shear“-Experimenten an zuvor unverritzten, homogenen Tonkuchen akribisch jede Neuentstehung und Fortsetzung von kleinen Blattverschiebungen (Scherbrüchen) in einzelnen Stadien des Deformationsprozesses dokumentiert. Dabei registrierten sie, wie sich die – insgesamt nahezu gleichzeitig gebildeten – konjugierten dextralen und sinistralen Bewegungsbahnen wechselseitig netzartig durchsetzen und dabei auch deutlich versetzen. Dadurch kann fälschlich der Eindruck einer Entstehung bei getrennten, unterschiedlichen und nacheinander stattfindenden Deformationsakten entstehen. Stattdessen bilden sich darin lediglich Einzelstadien einer Gesamtdeformation ab, ohne dass sich das von außen angreifende Kraftfeld ändert. SCHWARZ & KILFITT (2008: Fig. 12) unterscheiden drei Phasen, die „Vorlauf-Stadien“, die „Konfluenz“, und die „Durchsetzung“, mit jeweils intermittierenden dextralen und sinistralen Zyklen. Typischerweise entstehen dabei auch typische Konfluenz-Brüche, die sich den nachfolgend durchtrennten und versetzten Scherbrüchen bogenförmig anschmiegen. Sie gehören zum netzartigen Gesamtbild von konjugierten Scherbrüchen eines gemeinsamen Deformationsaktes.

Die Suche nach Konfluenzbrüchen an den infrage kommenden Partien des Störungsmusters im Untersuchungsgebiet blieb jedoch ergebnislos. Eine unmittelbare

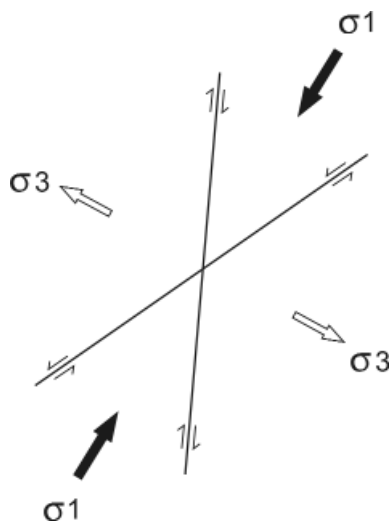


Abb. 19: Hypothetisches Paläospannungsfeld, bei dem es zur gemeinsamen Bildung der Nordost-Südwest (diagonal) streichenden sinistralen und der rheinischen dextralen Blattverschiebungen gekommen sein könnte.

Interaktion der rheinischen Dextralverschiebungen mit den Nordost-Südwest-orientierten sinistralen Bewegungsbahnen ist insofern nicht belegbar.

Insgesamt ist wohl davon auszugehen, dass sich zwei separate Bewegungsakte abbilden. Dies gilt insbesondere auch deshalb, weil sich im Untersuchungsgebiet für beide Typen von Blattverschiebungen, die sinistralen und die dextralen, Hinweise auf unmittelbar konjugierte, gegensinnige Horizontalbewegungen mit kinematisch passenden Winkelbeziehungen auffinden lassen (Kap. 6.3. und 6.4.).

Offenbar haben sich die Spuren beider Bewegungsakte heute noch gut erkennbar erhalten. Der jüngere Deformationsprozess, mit seinen kompressiven Gefügeveränderungen, Blattverschiebungen und Harnischklüften, hat offenbar nicht die Hinterlassenschaften der älteren Deformation ausgelöscht. So ist denn wohl auch der ältere Deformationsakt noch in der jüngeren geologischen Vergangenheit anzusiedeln; größere Versenkungstiefen mit Druck- und Temperatur-begünstigten diagenetischen Stoffumsetzungen waren offenbar nicht im Spiel. Sie hätten durch Umkristallisationen zur Überprägung und Maskierung älterer Flächengefüge beitragen können.

Den Nachweis, dass sich selbst noch alttertiäre, inzwischen strukturell überprägte Deformationsakte noch gut rekonstruieren lassen, lieferten beispielsweise die mikrotektonischen Untersuchungen von BERGERAT (1989). Aufschlussfotos und -skizzen aus dem Voralpenland – Fränkische und Schwäbische Alb im Osten, Pfalz, Vogesen, Schweizer und Französischer Jura, Burgund und die Provence im Südwesten – belegen, dass Spuren älterer tertiärer Bewegungsvorgänge keineswegs durch nachfolgende Beanspruchungen „gelöscht“ wurden. Mehrere verschiedene, in ihren Richtungen von Dehnung und Kompression unterschiedlich angreifende Beanspruchungsmuster sind konserviert. Sie konnten rekonstruiert werden anhand von sich durchsetzenden und entsprechend deformierten Dehnungsspalten, Kluffüllungen, Strömungen, Faserharnischen und

Kleinabschiebungen (brittle deformation). Malm-Kalksteine beispielsweise zeigten zwei verschieden alte Netzwerke von jeweils konjugierten (sinistralen + dextralen) Blattverschiebungspaaren. Beide Paare von Flächenscharen sind gut erhalten und durchsetzen sich gemäß ihrer Altersabfolge.

Das im Untersuchungsgebiet heute vorgefundene strukturelle Inventar ist gleichfalls das Produkt eines mehrphasigen, allermindestens zweistufigen Deformationsprozesses. Es existieren Hinweise auf die zeitliche Abfolge der beiden beschriebenen Bewegungsakte. Die in Kapitel 5.2. behandelte Verlaufsstörung der Nimstal-Fuge (dex IV) beim Durchgang durch die Tiefzone des Südeifeler Zentralgrabens deutet darauf hin, dass es sich bei dieser dextralen Bewegungsspur um ein älteres, inzwischen überprägtes Strukturelement handelt. Darüber hinaus ist die Nimstal-Fuge an der Blattverschiebung sin III deutlich versetzt worden. Ein weiterer Versatz an der nördlicher gelegenen Lineation sin I ist wahrscheinlich. Damit sind die sinistralen Horizontalbewegungen (Kap. 5.1.) jünger als die dextralen (Kap. 5.2.).

Die durch die sinistralen Scherverschiebungen betonten diagonal streichenden Bruchzonen sind erdgeschichtlich gesehen relativ „frisch“. Im heutigen geologischen Kartenbild stellen sie das beherrschende strukturelle Element dar. Entsprechendes gilt für die Klufmuster der Trierer Bucht. Auch sie zeigen generell eine überproportionale Betonung von diagonalen Flächenscharen.

Bei der Gesamtheit der Trierer Bucht, früher oft auch als „Trier-Bitburger Mulde“ bezeichnet, handelt es sich nicht um eine durch Kompressionstektonik entstandene Mulde. Es ist maßgeblich eine Absenkungsstruktur bzw. eine durch differenzierte Hebungsbewegungen der umgebenden variszischen Blöcke (Ardennen, Eifel, Hunsrück) relativ abgesunkene Depressionszone. Deutlich wirkte sich dabei die tektonische Vielgestaltigkeit des geologischen Untergrundes aus (DITTRICH 1989). Die tiefgründige Zerblockung des prävariskischen Basements und der entsprechende kleingliedrige Schollenbau des mesozoischen Deckgebirges führte bis in die Gegenwart hinein zu sehr fein differenzierten Absenkungsbewegungen. Darüber hinaus ist von mehrfach einwirkenden Schubspannungen auszugehen, die in verschiedenen Zeitepochen unterschiedlich ausgerichtet waren. Die daraus resultierenden Bewegungen wurden durch die vorgegebenen Anisotropierichtungen mit beeinflusst. In den folgenden Kapiteln soll eine zeitlich abgestufte Betrachtung des Gesamthergangs versucht werden.

6.2. Alttertiäre Deformationen

Seit dem frühen Känozoikum wird die Entwicklung der mitteleuropäischen Krustenareale kontrolliert durch die plattentektonischen Vorgänge der alpidischen Orogenese (MICHON et al. 2003). Eine der wesentlichsten Auswirkungen der alpinen Faltungsfrent im nördlichen Vorland war die Entstehung der Großriftzone ECRIS (European Cenozoic Rift System, DÈZES et al. 2004). Diese bildete sich im Gefolge von „synkollisionalen“ orogenen Kompressionsbeanspruchungen (intraplate stresses). Im Eozän fand eine enorme Krustenverkürzung durch Nord-Süd-Schubspannung statt (Abb. 20). Im späten Eozän bauten sich dann durch kontinentale Kollisionen starke NNE-gerichtete kompressive Spannungen auf.

Im Oberrheingebiet etablierte sich zu dieser Zeit bei starker Scherspannung zum ersten Mal ein „strike slip“-Regime, mit sinistralen Blattverschiebungen (SCHUMACHER 2002). Diese setzten sich noch im westlich angrenzenden Pfälzerwald fort (Elmsteiner Störungszone, DITTRICH 2006). Im Untersuchungsgebiet fehlen bislang Hinweise auf ein derartiges Deformationsereignis. Für die südöstliche Trierer Bucht wird dies erst noch genauer zu überprüfen sein (DITTRICH in Vorb. a).

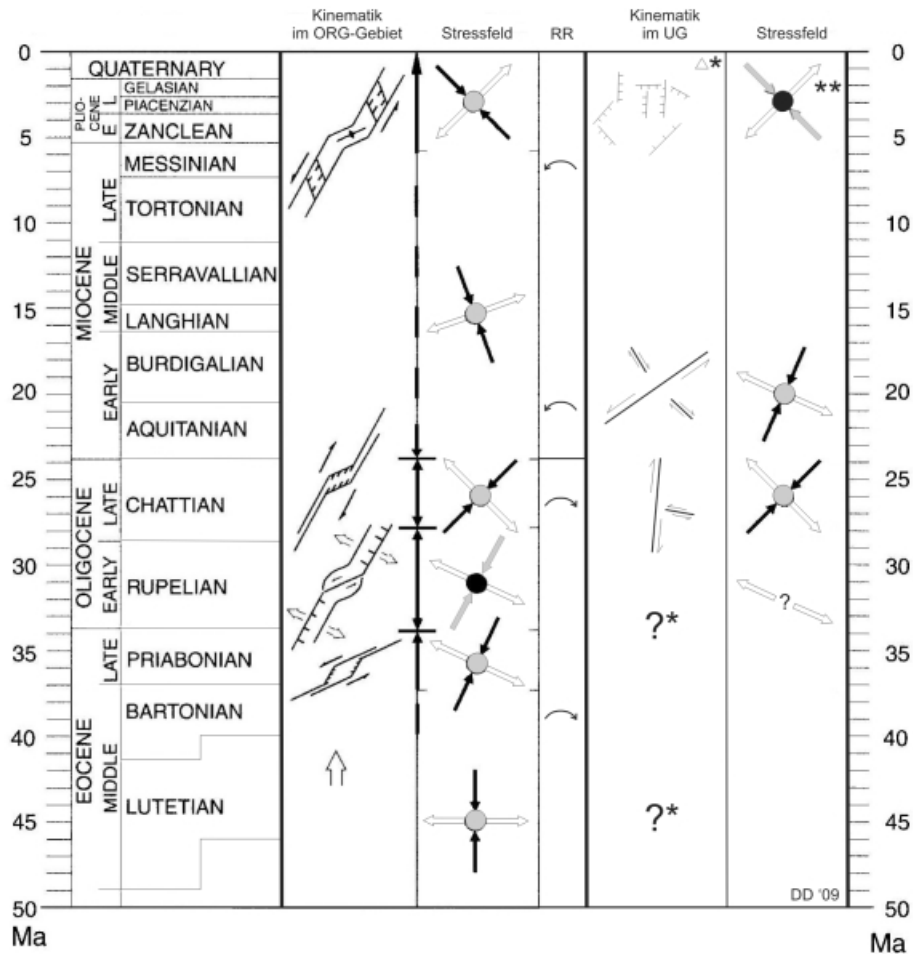


Abb. 20: Bewegungsphasen und zugrunde liegende Spannungsfelder im Bereich des Oberrheingrabens und der nordwestlichen Trierer Bucht. Nach SCHUMACHER (2002), Original-Abbildung vereinfacht durch Auslassung der lithostratigraphischen Angaben und ergänzt durch eigene Befunde. Signatur der Hauptnormalspannungen: σ_1 = schwarz, σ_2 = hellgrau, σ_3 = weiß, * = vgl. dazu DITTRICH in Vorb. a, ** = quartäres Spannungsfeld nach SCHMINCKE (2007), Δ : Vertikaltektonik aufgrund von überregionalen Hebungen (vgl. Kap. 6.5.).

Ein wesentlicher Faktor dabei ist die geographische und tektonische Position des Untersuchungsgebietes. Dieses liegt nicht im unmittelbaren Alpenvorland und nicht im direkten Umfeld von ECRIS, das vom nördlichen Oberrheingraben nach Nordwesten zum Rurgraben (Rurtal-Riftsystem) zieht. Es ist etwa 130 km Luftlinie abseits davon, im Nordwesten bzw. Westen, und zudem jenseits des Hunsrück-Blocks gelegen. Dementsprechend fanden frühe Deformationsphasen hier noch keinen – oder keinen heute

(schon) nachvollziehbaren – Niederschlag. Eine stärkere tektonische Beeinflussung durch alpidische Stressfelder ist hier erst ab dem Oligozän zu verzeichnen. Zu dieser Zeit fand nachweislich auch die Ausweitung von ECRIS nach Norden und Nordwesten hin statt.

Im Dolomitsteinbruch von Meckel treten auffällige Karstschlotten auf (Abb. 21). Sie durchsetzen die sehr mächtigen Dolomite der Bettingen-Subformation (Irrel-Formation im höchsten Oberen Muschelkalk, DITTRICH in Vorb. b). Das Streichen der Schlotten liegt durchschnittlich bei 25°, mit einer Spannweite von 18 bis 34°. Angesichts der Verkarstungsintensität – es erscheinen bis über 50 cm breite Klufterweiterungen (KREMBWAGNER 1996: S. 43f.) – und der Beschaffenheit der Schlottenfüllungen handelt es sich wohl um alte, tertiärzeitliche Verwitterungsphänomene. Sie betonten und konservierten eine dementsprechend alte (fossile) Klufrichtung. Diese ist weder dem rheinischen noch dem diagonalen System zuzuordnen. Wahrscheinlich bildete sie damals eine summative Schichtabdachung ab, die sowohl zur Senkungszone der Echternacher Grabenzone im Westen als auch zum Südeifeler Zentralgraben im Nordwesten gerichtet war. Dies passt unmittelbar zur WNW-ESE-gerichteten Dehnung im unteren Oligozän (Abb. 20). Offenbar kam es hier in dieser frühen alpidischen Deformationsphase zu einer starken Dehnung des Deckgebirges, mit entsprechender Zerklüftung und Grundwasser-Durchströmung. Die von SCHUMACHER (2002) dargestellte kompressive Achse der Paläostressrichtungen verläuft in 25° Richtung (Abb. 20). Dies entspricht genau dem Schlottenstreichen im Steinbruch Meckel, welches somit – völlig modellkonform – die Senkrechte zur Extensionsrichtung σ_3 abbildet.

6.3. Oberoligozäne Deformationen

Das Oligozän war die Hauptphase des Rifting. Während das Paläospannungsfeld weiter im Uhrzeigersinn rotierte, baute sich das westeuropäische Großrift-System (ECRIS) nach Norden und Nordwesten hin aus (Kap. 4., MICHON et al. 2003, DÈZES et al. 2004).

Im oberen Oligozän (Chatt) existierte im Oberrheingraben-Bereich ein Stressfeld, das durch Nordost-Südwest-gerichtete Schubspannung geprägt war (Abb. 20). Infolgedessen kam es dort zu rechtshändigen Horizontalverschiebungen an NNE-SSW-orientierten (rheinischen) Bruchelementen. Im westlich anschließenden Pfälzerwald kann dies ebenfalls nachvollzogen werden (Elmsteiner Störungszone, DITTRICH 2006). Auch nördlich und nordwestlich des Oberrheingrabens gelegene Gebiete wurden nun verstärkt von alpidischen Stressfeldern erfasst und deformiert. Im östlichen Pariser Becken vollzog sich währenddessen eine starke Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung (Abb. 22). Etwa 55 bis 60° streichende Bruchelemente – die langgestreckte „Faille d’Ormev“ und andere – wurden bei dieser Extension aktiviert bzw. reaktiviert (COULON 1992). Südlich davon kam es zu bedeutenden Horizontalverschiebungen an einer sinistralen Megascherzone im nördlichen Burgund. Die Aktivität dieser „Rhine Saône Transfer Zone“ (RSTZ) begann im Oligozän (BERGERAT 1989, DÈZES et al. 2004). Sie setzt am Süden des Oberrheingrabens an und bildet eine WSW-ENE streichende Verbindung zum Bresse-Graben und zum Graben der Limagne (Abb. 22).

Die in Kapitel 5.2. beschriebenen rheinisch streichenden rechtslateralen transtensionalen Blattverschiebungen mit Verschiebungsweiten von bis zu 3,5 Kilometern fügen sich zwanglos in dieses tektonische Gesamtgeschehen ein. Es handelt sich wohl um die Ausgleichsbewegungen zur sinistralen Megascherung im Süden (Abb. 22).

Neben den wohl eher kurzen, rechtstretend angeordneten Blattverschiebungsstaffeln dex I über dex II und III zu dex IV setzte sich die Nimstal-Fuge als Hauptlinie der Bewe-



Abb. 21: Alt angelegte, durch tertiäre Verkarstung erweiterte 260-m-Kluftschär im Dolomit des oberen Muschelkalks (Bettingen-Subformation) im vorderen Teil des Steinbruchs Meckel. Maßstab = Objektiveckeel in Großkluff.

gung durch (Kap. 5.2.). Dies ist mechanisch insofern plausibel, als dort, im Bereich des alt angelegten markanten Ostrandes der Echternacher Grabenzone (DITTRICH 1989), eine präexistierende rheinische Trennfuge im devonischen Sockel anzunehmen ist, die relativ leicht mobilisiert werden konnte. Die im Kilometer-Bereich liegende Verschiebungsweite an diesem Lineament dex IV war jedenfalls erheblich. Die parallelverlaufende Lineation dex V im Osten wurde dabei wohl etwas mitbewegt. Darauf deutet zumindest die mechanische Entkoppelung der beiden angrenzenden Krustenareale (Kap. 5.2.). Zerrüttungs- und Ablaugungsphänomene, Horizontalharnische und enge Kluftscharungen kennzeichnen die dazwischen gelegenen nachgeordneten Bewegungsbahnen dex IVa und dex IVb (Abb. 18).

Die Fortsetzung der Nimstal-Fuge im Devongebiet der engeren Eifeler Nord-Süd-Zone ist noch unklar. Wegen der nachträglich stattfindenden sinistralen Verschiebungen (Kap. 6.4.) und wegen der jungen Vertikalbewegungen (Kap. 6.5.) ist es zu mehrfacher Überprägung der dextralen Bewegungsbahnen gekommen. Dennoch sollte ein 2 bis 3,5 km weit reichender Versatz innerhalb der nordwestlichen Trierer Bucht in benachbarten Regionen merkliche Entsprechungen haben. Er kann nicht isoliert existiert haben. In diesem Kontext ist eine auffällige Nord-Süd (bzw. NNE-SSW) orientierte Lineation von Interesse, die an der steilen, relativ abrupt ausgebildeten Ostschulter der Eifeler Nord-Süd-Zone liegt. Die Lineation grenzt unterschiedliche Faziestypen des Mitteldevons voneinander ab (LGB 2005: Abb. 21, aus MEYER et al. 1977). Diese lineare Faziesgrenze lässt eine sekundäre (dextrale?) Horizontalverschiebung denkbar erscheinen. Einige hundert Meter Verschiebungsweite wären möglich (W. MEYER, mündl. Mitt. 2007: Eine bisher unentdeckte Blattverschiebung käme insbesondere dann in Betracht, wenn sie auf mehrere en-echelon angeordnete kleinere Scherbrüche aufgeteilt wäre). Das Bruchmuster im Nordost-Teil der Hillesheimer Mulde, wie es sich in der Geologischen Übersichtskarte Blatt CC 6302 Trier von ZITZMANN & GRÜNIG (1987) darstellt, weist mehrere geometrische Züge einer rechtstretenden dextralen Pull-apart-Struktur auf. Dazu sind allerdings weiterführende Untersuchungen notwendig. Ob und in welcher Weise die dextrale Scherbewegung der Nimstal-Fuge von dieser Gesamtlineation in der Westeifel weitergeführt wurde, ist sicher eine interessante Fragestellung.

Mit der deutlichen dextralen Scherung an Nord-Süd- bzw. NNE-SSW-Linien muss mechanisch eine konjugierte sinistrale Bewegung verbunden gewesen sein. Gesicherte Hinweise dafür fehlen bislang im Nordwest-Teil der Trierer Bucht. Möglicherweise ist jedoch die starke, bis ins Korngefüge hinein einwirkende Deformation der Buntsandstein-Probe östlich von Feilsdorf in diesen Zusammenhang zu stellen (Abb. 8, Kap. 3.3.). Eine aus der Entfernung vorgenommene erneute Sichtung des sehr steilen, derzeit mit verstürzten Baumkronen gefüllten und daher unzugänglichen Schluchtareals ergab Folgendes: Möglich wäre eine etwa 100° streichende Störungslinie – die Einmessung einer Kluft ergab 110° . Diese Ausrichtung wäre mit den Aufschlussverhältnissen und der Talform vereinbar. Innerhalb der Profilabfolge des Oberen Buntsandsteins könnte der Süden (tiefster Voltziensandstein) gegenüber dem Norden (Zwischenschichten) etwas abgeschoben sein. Ohne einen größeren vertikalen Versatz ist eine solche Störung jedoch bei den gegebenen Geländebedingungen – Weideland und Wälder – nicht ohne weiteres auskartierbar. Eine Scherfuge könnte dennoch existieren.

Unter allen gebotenen Vorbehalten wäre vorstellbar, dass es sich dort bei Feilsdorf um eine sinistral scherende konjugierte Bewegungsbahn des älteren dextralen Scherungsereignisses handelte. Im Osten der Trierer Bucht, im Buntsandsteingebiet des Kylltals, waren auf Kluffflächen horizontale Harnische von 112° und 99° streichenden sinistralen Scherverschiebungen konkret nachweisbar (MÜLLER 2006, OEHMS 2006; Abb.

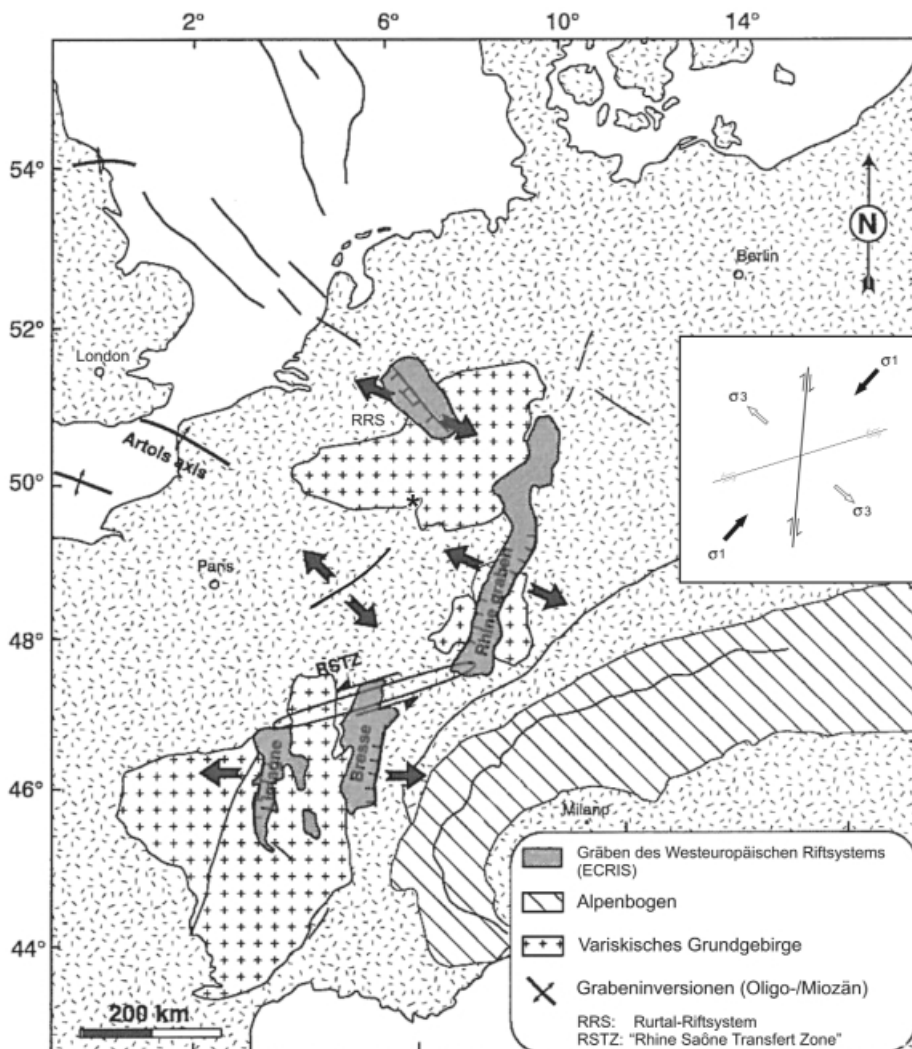


Abb. 22: Tektonische Situation im höheren Oligozän (Chatt; nach MICHON et al. 2003: Fig. 13, wenig verändert; *: Lage des Untersuchungsgebietes) und das für diese Zeit rekonstruierbare Paläospannungsfeld.

10). ELBERSKIRCH (1937) hatte dort von 95 bis 110° streichenden Horizontalharnischen berichtet (DITTRICH in Vorb. a).

Diese zwischen 95 und 112° ausgerichteten Bewegungsspuren schließen mit den im Süden etwa 5° streichenden dextralen Bewegungsbahnen einen relativ großen Winkel ein. Für eine konjugierte Richtung zeigen sie also ein recht „flach“ ausgerichtetes Streichen. Dies könnte an der Verfügbarkeit von vorgegebenen Bruchflächen im Deckgebirge

ge gelegen haben. Andererseits handelt es sich wohl auch um die (mehrfach überprägten?) Spuren eines relativ frühen Deformationsereignisses. Die Harnischflächen könnten sekundär rotiert worden sein, so dass sie nicht mehr exakt das ursprüngliche Spannungsfeld abbilden (DITTRICH in Vorb. a). In Abb. 22 wurde als Streichen der sinistralen Ausgleichsbewegungen das der überregional fixierbaren und somit richtungsmäßig wohl relativ unverfälschten burgundischen Transferzone zugrunde gelegt. Diese streicht mit 73° , was mit den 0 bis 5° streichenden rheinischen Bewegungsbahnen im Untersuchungsgebiet einen Winkel von etwa 70° ergibt. Dieser Wert entspricht exakt dem Winkel der im Experiment neu entstandenen konjugierten Blattverschiebungen, wie sie bei SCHWARZ & KILFITT (2008) abgebildet sind.

Verbunden mit der geschilderten dextralen und sinistralen Scherbeanspruchung im Oberoligozän war eine Extension in Nordwest-Südost-Richtung (Abb. 20 und 22). Im Untersuchungsgebiet fand dabei wohl eine gewisse vertikaltektonische Mobilisierung von diagonalen und von variszisch streichenden Strukturen statt (Abb. 2). Vor allem aber kam es zur Absenkung des Luxemburger Zentralgrabens. Dies lässt sich sowohl an dessen Nordwest- als auch an dessen Südostrand nachvollziehen.

Im mehrfach angeführten Steinbruchareal Meckel (Abb. 10) existieren mehrere Anzeichen für eine akzentuierte Schichtabdachung in Richtung Nordwesten. Zum einen ist dies eine engräumig nach Nordwesten geneigte, 46° streichende Flexurzone. Zum anderen erscheint im hinteren Steinbruchbereich eine 46° streichende Karstschlotte, die im stark aufgeweiteten dolinenartigen oberen Teil mit einem Meter-großen verstürzten Dolomitblock verfüllt ist. Die starke Verkarstung könnte auf ein (alt-)tertiäres Alter schließen lassen. Diese Zeiteinstufung gilt dann für die verkarstete 46° -Trennfläche und für die in gleicher Richtung verlaufende Flexurzone. Strukturell dokumentiert sich darin eine Abbiegung an der Nordwest-Schulter der Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 2).

Das Gegenstück dazu bildet die Südost-gerichtete Schichtabdachung am Nordwest-Rand der Trierer Bucht. Insbesondere im Nordwest-Teil von Blatt 6004 Oberweis, im Arbeitsgebiet von POHL (2003; Region „K“ in Abb. 3 und 14), hatte sich eine früh angelegte starke Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung und eine Abbiegung nach Südosten hin feststellen lassen (Kap. 3.2.). Auch dieses Schichteinfallen ist zum Zentrum des Südwest-Nordost orientierten diagonalen Luxemburger Zentralgrabens gerichtet (Abb. 2).

6.4. Untermiozäne Deformationen

Im Zuge der fortschreitenden westeuropäischen Rift-Bildung kehrte sich die Rotationsrichtung der herrschenden Stressfelder im nördlichen Alpenvorland um. Die tektonischen Hauptnormalspannungen rotierten nun im Gegenuhrzeigersinn. Im ausgehenden Oligozän und im Miozän drehte sich die Extensionsrichtung dabei um enorme 70 bis 80° im Gegenuhrzeigersinn (SCHUMACHER 2002, MICHON et al. 2003; Abb. 20).

Diese allmählich fortschreitende Rotation müsste dann im frühen Miozän zu einer Nord-Süd- oder vielmehr NNE-SSW-Ausrichtung der Kompression und einer WNW-ESE-Ausrichtung der Extension geführt haben. DÈZES et al. (2004) hatten ein solches Stressfeld aufgrund einer Rekonstruktion der überregionalen Plattenbewegungen in Zentral- und Südeuropa für das späte Oligozän angenommen. Nach den regionalgeologisch besser differenzierten Ergebnissen von SCHUMACHER (2002) ist eine solche Konstellation jedoch erst im unteren Miozän anzunehmen (Abb. 20). Die im englisch-französischen Ärmelkanal im Zeitraum Oligozän/Miozän kompressiv ausgestalteten Inversionsstrukturen bestätigen dieses Stressfeld. Ihre in Südost-England WNW-ESE-

orientierten Überschiebungen und Achsen (LAKE & KARNER 1987; Abb. 22: „Artois axis“) sind das Resultat einer NNE-SSW-gerichteten Schubspannung. Im Untermiozän kulminierten die dortigen Inversionsbewegungen (ZIEGLER 1990). Im West- und Nordwest-Europa war dies verbunden mit dextralen Scherverschiebungen an langgestreckten, etwa (120° bis) 145°, im Norden eher 143 bis 163° streichenden Blattverschiebungslinien (ZIEGLER 1990: Anlagen 35 und 36).

Im Oberrheingebiet setzte eine sinistrale Scherverschiebung erst dann ein, als die Kompressionsrichtung in eine NNW- bzw. Nordwest-Position rotiert war. Sie vollzog sich an NNE-SSW-streichenden, rheinischen Bruchlinien (SCHUMACHER 2002; Abb. 20). Offenbar haben die dort vorhandenen rheinischen Bruchstrukturen ihr optimales reaktives Zeitfenster für die sinistrale Scherung „abgepasst“. Im Verlauf der Rotation des Spannungsfeldes bewegten sie sich erst dann, als ihre Orientierung der herrschenden Schubspannung kinematisch entgegenkam. Ähnliches ist wohl auch für die Südeifel anzunehmen. Allerdings kann die mechanische Reaktion hier schon deutlich früher eingesetzt haben, nicht erst im Pliozän, sondern bereits im frühem Miozän. Das überregionale Beanspruchungsmuster dieser Zeit begünstigte sinistrale Horizontalbewegungen an Nordost-streichenden Lineamenten. Die im Untersuchungsgebiet präexistierenden Diagonalbrüche konnten die Schubspannung in idealer Weise aufnehmen. Da diese Schwächezonen beim vorhergehenden, oberoligozänen Deformationsakt gerade erst in großer Zahl vertikalt tektonisch mobilisiert worden waren, konnten sie nun wohl relativ leicht als horizontale Bewegungsbahnen umgestaltet und reaktiviert werden. Angesichts der interferierenden Hebung des nahegelegenen Rheinischen Schiefergebirges und der abweichenden Orientierung des ECRIS-Riftgürtels im Mittelrheingebiet gegenüber dem Oberrheingraben (Kap. 4.) sind zeitlich differenzierte Abstufungen der Reaktionsabfolge ohne weiteres vorstellbar. Zudem liegt die Trierer Bucht deutlich westlicher als der Oberrheingraben.

In der nordwestlichen Trierer Bucht bildeten sich mehrere langgestreckte sinistrale Bewegungsbahnen heraus. Lokal entstanden kleine linkstretende Verbindungsstrukturen, die auf transtensionale Bedingungen hindeuten. Die ältere dextrale „Nimstal-Fuge“ (dex IV) wurde durch die sinistralen Blattverschiebungen zweimal oder sogar dreimal (sin VI, vgl. Kap. 5.2.) links-lateral nach Westen hin versetzt. Auch eine dextrale rechtstretende Verbindungsstruktur zur Blattverschiebung dex III (Abb. 18) wurde von dieser sekundären Durchtrennung betroffen.

Die schon in Kap. 5.2. erwähnte buckelförmige Hochstruktur südlich des Attert-Grabens (Profilschnitt F-F' bei WAGNER & DITTRICH in Vorb.) ist im Bereich Niederweis durch die sinistral scherenden Beanspruchungen abermals deformiert worden. Unmittelbar nördlich davon verläuft die ca. 55° streichende Blattverschiebungszone sin VII (Abb. 16). Dieser Bewegungszone zuzurechnen ist auch die – südlich dazu parallel verlaufende – steilstehende Störungsfläche im Steinbruch Meckel (Kap. 3.2.). Bei Niederweis stellt sich die Frage nach der Auswirkung dieser sinistralen Bewegungsbahn auf die ältere Blattverschiebung dex IV. Ein größerer Versatz ist dort, wo diese beiden Strukturelemente sich kreuzen, nicht festzustellen (Abb. 16). Andererseits fällt dort in der Morphologie des westlichen Nims-Talhanges, am Ostrand des Lias-Plateaus, eine geschwungene Ausformung auf. Diese sanfte S-Form setzt sich im Verlauf der Abschiebungslinie bei Irrel weiter fort. Durch gute Aufschlussverhältnisse ist sie dort sehr sicher auszukartieren gewesen (Arbeitsgebiet VOGEL 1996; Abb. 10). Wahrscheinlich kam es hier im Wirkungsbereich der Bewegungsbahn sin VII zu einer „Verbeulung“, also einer richtungsmäßigen Verstellung und Deformation der strukturell vorgegebenen Spur von dex IV. Westlich des dex IV-Lineamentes, also auf der ehemals rechtshändig nach Nor-

den versetzten Großscholle könnte sich möglicherweise eine etwas „steiler“, also Nord-Süd-tendierender ausgerichtete Bewegungsfuge andeuten. Dies würde zur Morphologie des Südrandes der Lias-Schichtstufe passen. Eine derartige Richtungsabweichung hatte sich ja auch in den 35 bis 40° streichenden Horizontalharnischen gezeigt, wie sie von WARTENBERG (1996) beschrieben worden sind (Kap. 3.2.). Möglicherweise ist hier, im stark deformierten südlichen Nimstal-Bereich, mit synthetischen sinistralen Zweigflächen zu rechnen. Dabei handelt es sich um nachrangige Riedel-Scherflächen, die zwar eine gleichsinnige Relativbewegung wie die Hauptgleitfläche ausführen, zu dieser jedoch geringe Winkelabweichungen aufweisen (EISBACHER 1996: S. 33).

Die Beobachtung, dass die sinistralen Blattverschiebungen im Westen ein „steileres“ Streichen als im Osten zeigen – bei kontinuierlichem Richtungswechsel – gilt für das gesamte Untersuchungsgebiet. Generell setzten die sinistralen Scherbeanspruchungen vornehmlich an den reichlich vorhandenen diagonal streichenden Anisotropieflächen im Deckgebirge an. Darüber hinaus wurden offenbar auch vereinzelte, weniger „flach“ streichende Flächenscharen des variszischen Richtungssystems in die Bewegungsabläufe miteinbezogen. Eine solche kombinierte sinistrale Mobilisierung diagonalen und variszischer Bruchlinien ist in der Region Niederweis-Meckel anzunehmen (Abb. 16). Eine kurze variszisch ausgerichtete Teilstrecke existiert wohl auch im Verlauf der Blattverschiebung sin I bei Wiersdorf im Prümatal. Nach den lokalen Kartierbefunden von STRUMPF (1995) ist dort jedenfalls ein variszisch streichender Abschnitt im Verlauf der heutigen Abschiebungslinie vorhanden.

Im zentralen bis nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes tritt mit der Scherfuge sin III eine langgestreckte, vergleichsweise „flache“, 64° streichende Bewegungsbahn auf, die nicht mehr dem eigentlichen diagonalen Richtungssystem dieser Region (ca. 50–55°, Abb. 1) zugeordnet werden kann. Wahrscheinlich hat diese Blattverschiebung im Nordosten die strukturelle Vorgabe der Diagonalrichtung verlassen können, weil sie dort – wegen der vorangegangenen dextralen Verstellung – in ein anderes strukturelles Umfeld hineinreichte. Der dortige, ursprünglich nördlicher anzusiedelnde Bereich war nicht mehr dominierend durch die Abdachung zum diagonalen Luxemburger Zentralgraben geprägt, sondern auch durch die WSW-ENE orientierte Ardennen-Südrandzone. Im Inventar der dort vorgegebenen Bruchflächen waren dadurch auch viele „flacher“ streichende potentielle Bewegungsbahnen vorhanden. Es resultierte ein größerer Freiheitsgrad bei der Ausgestaltung von Horizontalverschiebungen.

Mechanisch betrachtet wurde die neue Richtung im Osten wohl deshalb mobilisiert, weil die regional wirksamen Scherkräfte richtungsmäßig zwischen dem alt angelegten Diagonalsystem und dem variszischen Richtungssystem vermittelnd angriffen. Auch waren die angreifenden Spannungen wohl schon in einem frühen Stadium der Stressfeld-Rotation relativ stark, sodass nicht nur alt angelegte Flächenscharen reaktiviert wurden, sondern auch neue Bruchlinien entstehen konnten.

Eine solche Deformationsintensität spiegelt sich in den Ergebnissen von LAKE & KARNER (1987) und ZIEGLER (1990) für die westlich des Untersuchungsgebietes gelegene (Nordsee-)Kanalregion und den Nordrand des Pariser Beckens. Dort fand im unteren Miozän eine von Überschiebungen geprägte Inversionstektonik an mehreren Hochstrukturen statt („Artois axis“ oder Wealden-Artois-Antiklinale und andere, Abb. 22). Diese lassen auf starke Kompression in NNE-SSW-Richtung schließen (vgl. Abb. 20). Verglichen mit den ruhigen, eher unspektakulär ablaufenden Dehnungen im unmittelbaren ECRIS-Bereich (in Abb. 22: Westeuropäisches Riftsystem) ist dies eine wesentlich stärker durchgreifende Deformation (MICHON et al. 2003). Die im Untersuchungsgebiet rekonstruierten sinistralen Scherverschiebungen an (mindestens) einer neu gebildeten,

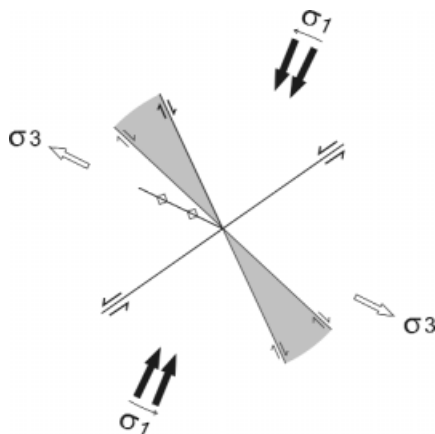


Abb. 23: Paläospannungsfeld des unteren Miozäns, dargestellt anhand der strukturellen Befunde im Untersuchungsgebiet. Zugrunde gelegt wurden die durchschnittlich 55° (40–64°) streichenden sinistralen Blattverschiebungen sin I bis sin VII (Abb. 16), die möglichen dextralen Blattverschiebungen im Nordnordwesten (150–157°, Abb. 24) und die dextralen Horizontalharnische im Südosten (119–141°, evtl. auch 130–150°). Im Nordwest-Quadranten ist die Ausrichtung der kompressiv gebildeten Artois-Achse im englisch-französischen Kanalgebiet angedeutet.

„flach-diagonal“ streichenden Bruchlinie fügen sich unmittelbar in dieses Gesamtbild ein (Abb. 23).

Beim Prozess der sinistralen Scherverschiebung muss es auch zu gleichzeitig ablaufenden (konjugierten) dextralen Relativbewegungen gekommen sein. Auch diese sind im Untersuchungsgebiet nachweisbar. Ihre Streichwerte liegen in demselben Richtungsbereich wie die oben genannten, von ZIEGLER (1990) dargestellten Bewegungsbahnen in West- und Nordwest-Europa.

Im Kylltal, auf Blatt 6005 Bitburg, erscheinen zahlreiche dextrale Horizontalharnische in 119 bis 141°-Richtung (MÜLLER 2006, OEHMS 2006) und wohl auch in 130 bis 150°-Richtung (ELBERSKIRCH 1937, vgl. DITTRICH in Vorb. a).

Am NNW-Rand der Trierer Bucht, auf Blatt 5904 Waxweiler, finden sich bogenförmige Bruchlinien, die an rechtstretende transtensive Verbindungsstrukturen erinnern. Sie verbinden (N)NW-(S)SE streichende, en-echelon-angeordnete Bruchlinien. Die Gesamtgeometrien könnten auf dextrale Relativbewegungen hinweisen (Abb. 24). Dies ergab sich bei einer neueren Synthese der Flächenkartierung von LEPPLA (1908), den kleinräumigen Kartierbefunden von STRUMPF (1995) und den Ergebnissen der Bohrungs-gestützten Profilschnitte von WAGNER & DITTRICH (in Vorb.). Die verbundenen linearen Störungen streichen etwa 150 bis 157°. Ursprünglich handelte es sich wohl um konjugierte Brüche des variszischen Richtungssystems. Auf der geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302 Trier (ZITZMANN & GRÜNIG 1987) ist erkennbar, dass derartige Querbrüche im devonischen Grundgebirge der Ardennen zwischen Neuerburg, Arzfeld und Plütscheid in großer Zahl auftreten. Im äußeren Randbereich der Trierer Bucht haben sie möglicherweise die untermiozäne Scherspannung aufgenommen, mit dextralen Relativbewegungen. Jüngere Nachbrüche – zur Echternacher Grabenzone im Osten gerichtete Abschiebungen, die im Zuge der quartären Eifel-Arden-

nen-Hebung hinzukamen – haben das heutige Gesamtbild kompliziert (Abb. 25). Durch die starke Abdachung nach Osten und Südosten können die West- und Nordwestabschiebenden Abschnitte der Pull-apart-Randstörungen im Kartenbild unkenntlich geworden sein. Auch ist die südliche Fortsetzung der Störungslinie dex a ungewiss; der entsprechende Bereich ist durch die zum Zentrum der Trierer Bucht gerichtete jüngere Vertikaltektonik überprägt worden. Angesichts des Alters der Pull-apart-Strukturen und ihrer mechanisch prekären Position am Nordrand der Trierer Bucht bzw. am Westrand der Eifeler-Nord-Süd-Zone ist eine gewisse strukturelle Überprägung plausibel. Im äußersten Norden, im Ardennen-Devon, existiert eine NNW-streichende, nach Nordosten hin absetzende Querstörung, die noch bis über das Projektgebiet hinausreicht (GÜK CC 6302 Trier, ZITZMANN & GRÜNIG 1987, Abb. 24). Als Blattverschiebung dex d könnte sie sich noch weiter nach Süden in das Buntsandsteingebiet fortgesetzt haben; in ihrer Verlängerung findet sich eine Eintragung von „Brauneisenerzschalen“ in der Karte von LEPLA (1908). Diese könnten auf zerrüttungsbedingte Permeabilitäten und dementsprechende Stoffwanderungen zurückgehen. Auch eine bogenförmige Verbindung zwischen den Linien dex c und dex d ist anzunehmen. Die geologische Karte zeigt dort ein unmittelbares Nebeneinander von Unterdevon und Konglomeratischer Serie des höheren Mittleren Buntsandsteins (s₆-Folge, vgl. dazu DITTRICH & NORBISRATH 2006). Tieferer Mittlerer Buntsandstein, der diese Konglomerate gemeinhin unterlagert – in der weiteren Umgebung ist er generell vorhanden – fehlt hier. Ein gestörter Kontakt ist demnach plausibel. Darauf deuten auch die Bergkuppen im Devongebiet unmittelbar nördlich davon, die die scheinbare Ausbisshöhe der Buntsandstein-Basis (bei ca. 460 m ü. NN) deutlich überragen (über 520 und über 530 m NN), aber keine Buntsandstein-Kappe tragen. Die lokale Erhaltung von höherem Mittleren Buntsandstein wäre demnach durch einen Pull-apart-Graben begünstigt worden. Weitere kleinräumige Buntsandstein-Relikte reihen sich in der nordnordwestlichen Verlängerung auf. Bei diesen isolierten Vorkommen könnte es sich ebenfalls um Zeugnisse von Pull-apart-Strukturen handeln.

Darüber hinaus begünstigte die überregionale Ost-West-Extension im unteren Miozän die Bildung von Abschiebungen (Abb. 20). Nord-Süd-streichende Schwächezonen im Gebirge wurden vertikaltektonisch mobilisiert. Infolgedessen kam es auch zu einer sekundären vertikalen Überprägung der Blattverschiebung dex IV. Dort, wo nach der vorhergehenden Dextralverschiebung strukturelle Hochgebiete im Osten gegen Tiefstrukturen im Westen absetzten, entstanden Ausgleichsbrüche. Erst dadurch ist das Lineament dex IV bei der geologischen Flächenkartierung so leicht fassbar geworden. Im Kartenbild ist es am deutlichsten, wo die Echternacher Grabenzone und der Südeifeler Zentralgraben von Westen her an die Ardennen-Südrandzone, die Nordwest-Schulter des Luxemburger Zentralgrabens oder die Luxemburger Zentralschwelle angrenzen. Die neuen Verwerfungen sollten aufgrund ihrer mechanischen Eigenschaft als Abschiebungen keine annähernd saigeren Bruchflächen mehr aufweisen, sondern zur Tiefscholle hin geneigte Störungsflächen.

6.5. Pleistozäne Deformationen

Im späten Pliozän nahm die Nordwest-Südost orientierte Kompression stark zu. Es etablierte sich eine Situation, die heute noch anhält. Sie resultierte aus der fortgesetzten Konvergenz im Gegenuhrzeigersinn von Afrika-Arabia und Europa, kombiniert mit den Schubspannungen durch die kontinuierliche Spreizung am nordatlantischen mittelozeanischen Rücken. Insgesamt handelt es sich um die Fernwirkung nordhemisphärischer plattentektonischer Vorgänge (DÉZES et al. 2004).

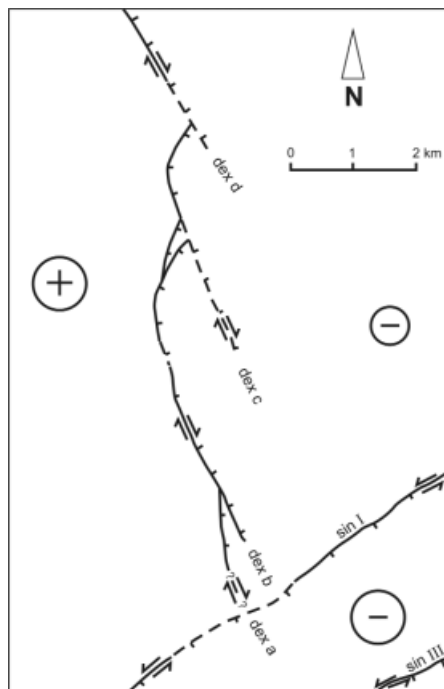


Abb. 24: Mögliche rechtstretend-dextrale Pull-apart-Strukturen auf Blatt 5904 Waxweiler in relik-tischer Erhaltung (junge Ost-abschiebende Nachbrüche vernachlässigt, vgl. dazu Abb. 25). Die starke Anhebung des ardennischen Rücklandes im Nordwesten und Westen hat wohl die Erkenn-barkeit der West- und Nordwest-abschiebenden Störungsbögen der Pull-apart-Gräben im Kar-tenbild erschwert.

Die größte horizontale Hauptnormalspannung war und ist Nordwest-Südost-gerichtet. Dies gilt sowohl für den Oberrheingraben (Abb. 20) als auch für das Schiefergebirge, wo AHORNER et al. (1983) eine rezente Kompression in 145°-Richtung ermittelten. Die für das Pleistozän rekonstruierten Horizontalbewegungen vollzogen bzw. vollziehen sich unter den Bedingungen der Transpression, mit Aufschiebungen und Druckrücken (SCHREIBER & ROTSCH 1998, SCHUMACHER 2002; Abb. 20). Die dabei entstehenden Verbindungsstrukturen sind durch blockierende Krümmungen der Hauptgleitflächen geprägt (EISBACHER 1996: S. 80). In dieser Hinsicht besteht ein deutlicher Unterschied zu den bislang beschriebenen divergenten Pull-apart-Strukturen im Untersuchungsgebiet, die Transension dokumentierten. Sie entstammen älteren Deformationsereignissen, mit anders gearteten Paläospannungsfeldern. Kompressionsstrukturen, die den jüngsten, quartären Beanspruchungen zugeschrieben werden können, sind vornehmlich im Südosten der Trierer Bucht nachweisbar (DITTRICH in Vorb. a). Im nordwestlicher gelegenen Untersuchungsgebiet bildet sich vor allem quartäre Vertikaltektonik ab.

Der schon seit dem Alttertiär ablaufende, allmähliche Anstieg des Rheinischen Massivs erfuhr im Bereich der zentralen und westlichen Eifel eine abrupte Verstärkung im

Pleistozän (MEYER & STETS 2007). Der Umschwung geschah unmittelbar nach der paläomagnetischen Brunhes/Matuyama-Umpolung, vor etwa 800 000 Jahren. Es resultierten sehr tief reichende Taleinschnidungen. Die knapp 0,8 Mio Jahre alte Basis der Jüngeren Hauptterrasse ist heute dementsprechend disloziert und weit über den heutigen Talauen gelegen. Unmittelbar östlich des quartären Westeifeler Vulkanfeldes sind fast 300 m Anstieg festzustellen. Die Hebungsbedingungen datieren etwa synchron zum jungen Eifel-Vulkanismus.

Auch in der Pfalz ließ sich eine solche junge Phase vertikalktektonischer Aktivität nachweisen. Auf Blatt 6712 Merzalben fanden sich pliozäne oder altpleistozäne Terrasensedimente, die an Kleinstörungen versetzt sind (ROHN & DITTRICH 2003). Am unmittelbaren Westrand des Oberrheingrabens hatte ILLIES (1963) ab dem Oberpliozän erneut einsetzende Vertikalbewegungen rekonstruiert, da zu dieser Zeit grobklastische Schüttungen in den Oberrheingraben begannen.

Im Umfeld der Trierer Bucht ist die plio-/pleistozäne Anhebung sehr differenziert abgelaufen. Während das Rheinische Schiefergebirge aufgrund seines vorherrschend feinschichtigen und geschieferten pelitischen Gesteinsbestandes vorwiegend duktil, annähernd plastisch reagierte (Kap. 4.), kam es abseits davon, in den eher starr und spröde reagierenden mesozoischen Deckgebirgsregionen, zu starken bruchhaften Deformationen.

Die Bewegungen vollzogen sich dort an verschiedenen, zum weit überwiegenden Teil bereits vorher strukturell angelegten Störungslinien. Insbesondere die bei der oberoligozänen dextralen Scherbeanspruchung betonten (rheinischen) Nord-Süd-Brüche konnten bei der Hebung aktiviert werden. Dies betraf sowohl die ausgewiesenen Blattverschiebungs-Lineamente dex I bis dex V als auch andere, weniger stark horizontal bewegte rheinische Gebirgsfugen (Abb. 25). Im heutigen Kartenbild resultierte daraus eine scheinbare Verbreiterung des östlichen Randbereiches der Echternacher Grabenzone (Kap. 3.1.). Im Süden ist auch die „echte“, alt angelegte Ost-Schulter der Echternacher Grabenzone stark angehoben worden. Dadurch wurde ein Teilstück des variszischen Horsts von Echternach relativ abgesenkt und maskiert (Kap. 5.2.).

Eine andere vertikalktektonische Überprägung älterer Bruchmuster durch den starken Anstieg der Westeifel betraf den Südosten des Untersuchungsgebietes. Dort wirkte sich der Südwest-gerichtete Sporn der von MEYER & STETS (2002, 2007) auskartierten Hebungszone aus (Kap. 3.1., Abb. 5). Er umfasst den südlichen Randbereich der Wittlicher Senke und läuft auf die Stadt Trier zu (Abb. 25). Tatsächlich enden auf der Höhe von Welschbillig die jungen Nord-Süd-Abschiebungen im Kartenbild. Südlich und östlich davon wurden stattdessen Nordwest-abschiebende Nordost-Südwest- bis NNE-SSW-Störungen mobilisiert. Deren Präsenz verstärkt sich deutlich im Südost-Teil der Trierer Bucht (DITTRICH in Vorb. a). Im hier dargestellten Gebiet waren die Regionen Idesheim-Speicher und östlich Echternacherbrück betroffen (Abb. 25). Bei Echternacherbrück ist die ohnehin komplexe tektonische Situation dadurch zusätzlich kompliziert worden. Im Grenzraum zu Luxemburg bestehen derzeit noch strukturelle Unsicherheiten.

Im Norden des Untersuchungsgebietes wiederum entstand eine starke Süd-Abdichtung, die den Nachbruch von annähernd Ost-West-streichenden Bruchlinien begünstigte. Dabei wurden auch alt angelegte variszisch streichende Brüche reaktiviert. Dies gilt für zahlreiche Abschiebungen im Grenzbereich der Blätter 5905 Kyllburg und 6005 Bitburg. Im Nordosten existieren darüber hinaus einige wenige Ost-West-Störungslinien, die wohl ausschließlich als junge Nachbrüche zu werten sind. Dies sind vor allem diejenigen auf Blatt 5906 Manderscheid, die – in Nachzeichnung der Konturen des pleistozänen Hebungsgebietes – eher WNW-ESE-ausgerichtet sind (Abb. 25).

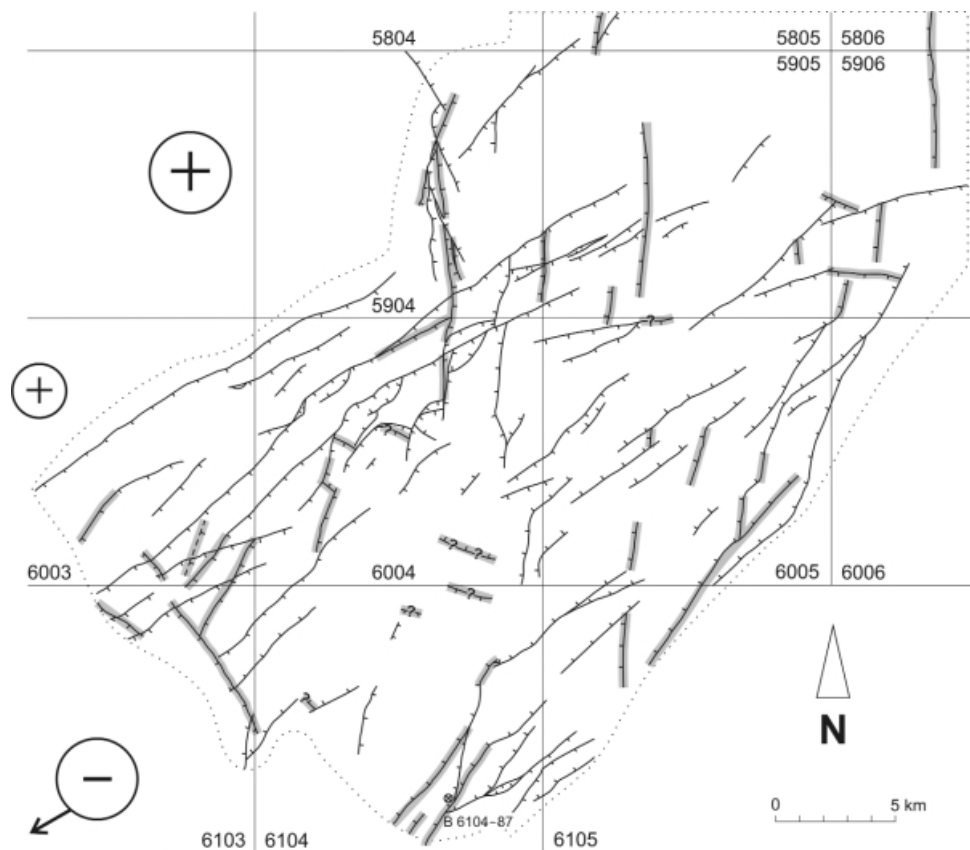


Abb. 25: Junge Nachbrüche, die maßgeblich erst während der (plio-)pleistozänen Anhebung der Eifel-Ardennen-Region entstanden sind. ?: Entstehungsalter innerhalb der im Text dargelegten Strukturentwicklung ungewiss; + bzw. -: Hebungstendenz der Ardennen bzw. relative Absenkung des Pariser Beckens.

Die Tatsache, dass sich dort im Norden und Nordosten ein regionales Hochgebiet abzeichnet („Kyllburger Hochschollen“) ist bereits von KREMB-WAGNER (1996) beschrieben worden. Darüber hinaus notierte sie junge Hebungsbewegungen am Satellitenbild-Lineament Nr. 8 (Kap. 5.2.). Exakt dort setzt die Ardennen-Südrandzone ein. Hebungen an der Ardennen-Südrandzone, südlich von Kyllburg, sind auch aufgrund der Ergebnisse von MEYER et al. (1983: Fig. 1) anzunehmen. Es zeigten sich dort markante sekundäre Höhendifferenzen oligozäner Sedimentdecken. Durch die Geometrien der Isolinen rezenter Hebungstendenzen im Rheinischen Schiefergebirge (MÄLZER et al. 1983; Abb. 26) werden diese verschiedenen Beobachtungen maßgeblich untermauert.

Nach Westen hin sind zahlreiche diagonal streichende Lineamente aktiviert worden. Auch sie gehörten schon lange zuvor zum strukturellen Inventar der Trierer Bucht

(DITTRICH 1989). Teilweise sind sie bei der sinistralen Scherbeanspruchung im Unter-miozän horizontaltektonisch überprägt und dadurch noch stärker mobilisiert worden. Die pleistozäne Hebung im Norden und Nordwesten schließlich bewirkte eine erneute vertikaltektonische Betonung dieser Bruchlinien.

MEYER & STETS (2007) hatten bereits vermutet, dass sich das von ihnen kartierte Anstiegsareal (Abb. 5) in die Ost-Ardennen-Region hin fortsetzt. Dort war es nur wegen des Fehlens von Sedimenten der Jüngeren Hauptterrasse nicht auszukartieren gewesen. SCHMINCKE (2007: S. 305) vermerkte diesbezüglich, dass das Hohe Venn der Ardennen allein seit dem Oligozän um gut 400 m absolut angehoben worden sei. Darüber hinaus ist es diejenige Teilregion des Rheinischen Schiefergebirges, welche gegenwärtig die höchsten Hebungsraten zeigt (MÄLZER et al. 1983; Abb. 26). Insgesamt – auch nach den hier vorgelegten Ergebnissen – kann wohl davon ausgegangen werden, dass die 150 m-Isolinie der oben beschriebenen Hauptterrassen-Hebung westlich von Bitburg nach Süden umbiegt und dass ein deutlicher struktureller Abdachungsgradient von den Südost-Ardennen zur nordwestlichen Trierer Bucht besteht. Die regionalgeologische Senkungsstruktur der Trierer Bucht wäre dann ebenso vom Hebungsgebiet ausgespart und umrahmt worden wie das Neuwieder Becken und die Niederrheinische Bucht (Abb. 5).

Die teilweise sehr versatzstarken, ostwärts gerichteten Nord-Süd-Abschiebungen auf Blatt 5904 Waxweiler zeigen einen derartigen West-Ost- bzw. WNW-ENE-Gradienten an. Es sind Randbrüche zwischen dem hochgelegenen Ardennen-Grundgebirge und dem strukturell tiefer gelegenen Triasgebiet der Eifeler Nord-Süd-Zone. Ihr heutiger Vertikalversatz ist wahrscheinlich größtenteils erst durch die plio-/pleistozäne relative Anhebung der Ardennen gegenüber der alt angelegten Echternacher Grabenzone im Osten entstanden. Unmittelbar südlich von Wiersdorf erscheint ein Vertikalversatz von 280 bis 310 m. Dies ist der bislang in der gesamten Trierer Bucht bekannt gewordene Maximalwert. Er liegt noch höher als der schon deutlich über die Durchschnittswerte hinausreichende Vertikalversatz von 260 m an der Deimlinger Devonschwelle im unteren Kylltal (LICHTENSCHIEDT 1999). Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich dort im Nordwesten die Abdachung vom Ardennen-Grundgebirge zur Trierer Bucht sehr engräumig vollzieht. Sie konzentriert sich weitgehend auf die im Sockel vorgezeichnete Weststrandstörung der alt angelegten Echternacher Grabenzone. Weiter nördlich davon, bei Niederweiler, überlagern die jungen Nord-Süd-Brüche das durch dextrale Horizontalbewegungen entstandene Muster von Pull-apart-Bogenstörungen und rechtstretenden En-echelon-Segmenten (Kap. 6.4., Abb. 24) und lassen es dadurch weniger gut erkennbar werden (Abb. 25).

Im Südtail von Blatt 5904 Waxweiler, wo sich die markante Nord-Süd-Störung und die weit durchhaltende ehemalige Blattverschiebung sin I schneiden, ist die genaue Störungsgeometrie und damit die Altersabfolge („Wer versetzt wen?“) am Kreuzungspunkt selbst nicht abgesichert. Dazu wäre eine aufwändige, von Schürfen und Bohrungen flankierte Spezialkartierung im Ortsbereich Wiersdorf nötig gewesen. Wahrscheinlich jedoch – so wurde es in der Karte verzeichnet – versetzt die Nord-Süd verlaufende Abschiebung (Vertikalversatz: 200-230 m) die deutlich weniger versatzstarke Diagonalstörung. Im gegenteiligen Fall hätte eine Durchtrennung der rheinischen Abschiebung durch eine jüngere Diagonalstörung mit sich gebracht, dass die rheinisch streichende Abschiebungsfläche im Süden tiefer liegt und damit erst in einem höheren und wegen des Osteinfallens der Störungsfläche auch westlicheren Bereich ausbeißern würde. Dies widerspricht aber dem von LEPPLA (1908), STRUMPF (1995), BOSOLD (1996) und auch mir selbst auskartierten Verlauf der rheinischen Störung unmittelbar südlich Wiersdorf, der

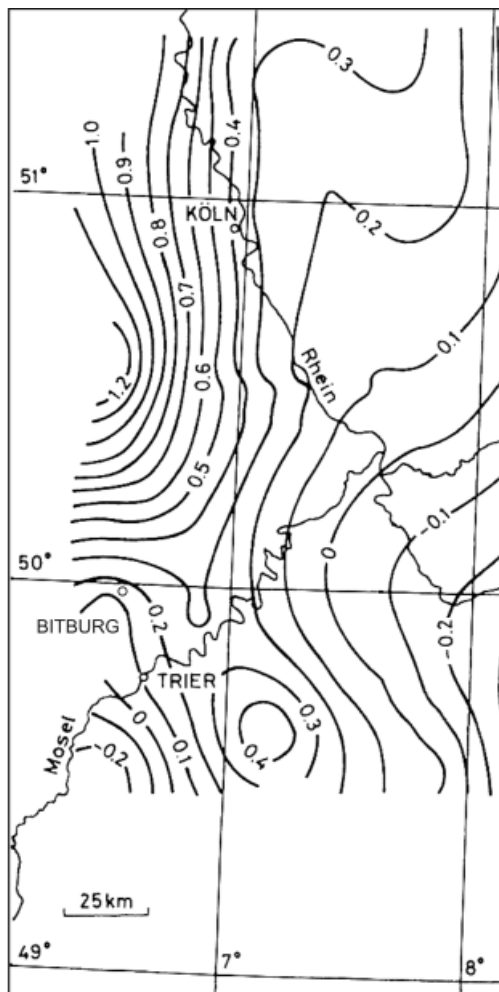


Abb. 26: Rezente Aufstiegs geschwindigkeit im Hunsrück-Eifel-Ardennen-Raum in mm pro Jahr. Ausschnitt aus MÄLZER et al. (1983): Fig. 3, ergänzt um die Lage der Stadt Bitburg.

eher eine geringe Ost-Auslenkung zeigt. Eine spätere Entstehung der Nord-Süd-Störung ist somit wahrscheinlicher.

Weiter im Südwesten treten mehrere ungewöhnlich „steil“ streichende NNE-SSW-Störungen auf. Sie liegen im Grenzgebiet der Blätter 6003 Wallendorf und 6103 Metendorf. Auch sie scheinen erst in der neueren geologischen Vergangenheit gebildet worden zu sein, im Zusammenhang mit den Hebungen im nordwestlich gelegenen Ardennenrückland (Abb. 25). Auf ein geringes Alter dieser Strukturen könnte der

Kluffbefund von GEBAUER (1988) im Südost-Quadranten von Blatt 6003 Mettendorf hindeuten. An zwei etwa NNE-SSW zueinander angeordneten Messlokalitäten treten dort ausschließlich 5 bis 20° bzw. 5 bis 25° streichende und dazu senkrecht streichende (konjugierte) Kluffrichtungen auf, und zwar am Weiler-Berg südlich von Schloss Kewenig (R 25 20 940 H 55 29 600) und südsüdöstlich von Hüttingen beim St. Antonius Hof (R 25 20 940 H 55 31 630). Durch 78 bzw. 79 Messwerte sind diese sehr markanten Kluffscharenhäufungen gut abgesichert. Wahrscheinlich deutet sich darin eine (noch) nicht als Abschiebungsfläche ausgebildete Zerrüttungszone an, die die Kontur des rückwärtigen Hebungsbereiches andeutet. In Abb. 25 wurde sie als gerissene Linie eingefügt.

Ebenso typisch für den Südwesten des Untersuchungsgebietes sind Nordwest-Südost (herzynisch) streichende Abschiebungen (Abb. 25). Es sind erdgeschichtlich sehr junge Strukturen (Kap. 3.1.). Die Neuentstehung dieser Bruchlinien wurde begünstigt durch das etwa seit 6 Mio Jahren herrschende Spannungsfeld, das gekennzeichnet ist durch eine Südwest-Nordost-orientierte Extensionsrichtung (Abb. 20). Die bei den herzynischen Bruchlinien fast ausschließlich verwirklichte Abschiebungsrichtung nach Südwesten steht zweifellos im Zusammenhang mit der absinkenden Großstruktur des Pariser Beckens gegenüber der maximal gehobenen Eifelregion im Nordosten.

Die Gesamt-Ausrichtung des quartären Westeifeler Vulkanfeldes streicht ebenfalls herzynisch. Dieselbe Streichrichtung – ca. 125° – bildet sich auch als die bedeutendste der Bruchrichtungen ab, die kleinräumig für die Aneinanderreihung oder aber die Auslängung einzelner Vulkanbauten, Gänge oder Maare prägend waren (SCHMINCKE 2007: Fig. 16). Herzynisch streichende Abschiebungen – so etwa die etwa 123° ausgerichtete, heute noch seismisch aktive Ochtendung-Störungszone (AHORNER 1983: Fig. 8 und 9; SCHMINCKE 2007: Fig. 5) – sind im geologisch jungen Neuwieder Becken und im angrenzenden westlichen Taunus von erheblicher Bedeutung. SCHREIBER & ROTSCHE (1998: Fig. 16) hatten entlang des Westeifeler Vulkanfeldes eine weit durchhaltende, 128° streichende, dextrale Horizontalverschiebung angenommen. Diese stellten sie in einen genetischen Zusammenhang mit dem rezenten überregionalen Stressfeld (vgl. Abb. 20). Bei dieser Deutung wurde diesem Lineament die gleiche tektonomechanische Genese zugeschrieben wie zahlreichen anders orientierten dextralen Blattverschiebungen, die mit 107° weitaus „flacher“, nämlich WNW-ESE streichen. Letztere sind durch „strike slip fault“-typische Herdflächenlösungen von Erdbebenereignissen am Nordrand des Schiefergebirges gut untermauert. Auch passen sie in ihren Raumlagen zur derzeit herrschenden Schubspannung in 145 bis 147°-Richtung (Kap. 4.). Die „steiler“ streichende, herzynisch orientierte Vulkanfeld-Lineation hingegen ist unter diesen Lineamenten ein Sonderfall. Sie könnte demnach auch eine abweichende Entstehungsgeschichte gehabt haben.

SCHMINCKE (2007) beschrieb eine enge Bindung der quartären Magma-Aufstiegsbahnen und -Ausbruchsorte an Nordwest-Südost ausgerichtete Bruchzonen, die senkrecht zur heutigen σ_3 -Richtung orientiert sind. Als größte Hauptnormalspannung σ_1 nahm er die Kompression in der Vertikalen an (Abb. 20). Für die herzynisch streichenden Bruchzonen postulierte er, dass es sich um reaktivierte paläozäne Schwächezonen handeln würde. Sie seien damals in einem Stressfeld gebildet worden, das dem quartären Beanspruchungsmuster ähnlich war.

Es ist nachvollziehbar, dass die Extensionsrichtung des jüngsten Spannungsfeldes für die Nordwest-Südost-streichende Ausrichtung des Westeifeler Vulkanfeldes ursächlich sein konnte. Beide quartären Vulkanfelder (Westeifel und Osteifel) bildeten sich parallel und sehr benachbart zur Nordwest-Südost-orientierten Zone der stärksten quartären Anhebung. Die zeitliche Einstufung der strukturellen Aktivierung dieser Lineamente ins

Paläozän ist jedoch problematisch. Nach den Ergebnissen von MICHON et al. (2003) existierte im frühen Paläozän ein Stressfeld mit Nord-Süd-gerichteter Schubspannung (σ_1), im späten Paläozän existierte noch dieselbe Orientierung, nur war jetzt die Ost-West-orientierte Extension vorherrschend. Die Darstellungen von BERGERAT (1989) und SCHUMACHER (2002) lassen dies ebenfalls plausibel erscheinen. DÈZES et al. (2004) gingen demgegenüber von sehr schwacher Kompression im frühen Paläozän und starker Kompression – tendenziell NNE-SSW gerichtet – im späten Paläozän aus. Nach allen diesen überregionalen plattentektonischen Ausdeutungen für das Tertiär existierte zu keinem Zeitpunkt ein Stressfeld, dessen Extensionsrichtung derjenigen im Quartär ähnelte.

Hier soll nun ein anderer Werdegang zur Diskussion gestellt werden. Bei dieser modifizierten Modellvorstellung liegt dem Westeifeler Vulkanfeld-Lineament – ebenso wie bei SCHREIBER & ROTSCH (1998) – eine herzynisch streichende dextrale Blattverschiebungszone zugrunde. Die betreffende Streichrichtung ($125\text{--}128^\circ$) entspricht den im Kylltal zahlreich nachgewiesenen rechtshändigen Horizontalharnischen, die ca. 30 bis 40 Kilometer südlich bzw. südwestlich des Vulkanfeldes auftreten und im Durchschnitt etwa 130° streichen. Für diese Dextralverschiebungen ist allerdings kein quartäres, sondern ein untermiozänes Alter anzunehmen. Zu dieser Zeit war es im Südeifel-Bereich zu einem sehr durchgreifenden Deformationsakt gekommen, mit Südwest-Nordost-orientierten sinistralen Blattverschiebungen und Nordwest-Südost-orientierten dextralen Horizontalbewegungen (Kap. 6.4., Abb. 23). Dieses plattentektonisch gesteuerte Bewegungsmuster, das auch West- und Nordwest-Europa betraf, sollte ebenso das Schiefergebirge erfasst haben. Die so entstandenen Bruchzonen waren anschließend, beim pleistozänen Hebungsvorgang noch relativ „frisch“ und mobil (vgl. dazu Abb. 5). Durch die junge Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung (Abb. 20) wurden die herzynisch streichenden Lineamente etwas entlastet („geöffnet“), wodurch sie eine besondere Eignung als Magmenaufstiegswege erlangten.

7. Ausblick

Für den nördlichsten Teil der Trierer Bucht wurde hier zunächst noch keine weitergehende Ausdeutung vorgenommen. Der geologische Wissensstand ist in dieser Region sehr niedrig. Die dort immer noch gebräuchlichen preussischen Geologischen Karten 1 : 25 000 sind von keiner hohen Präzision (GREBE unveröff., LEPPLA 1908). Die Autoren der GK 25-Manuskriptkarten der Blätter 5805 Mürtenbach und 5806 Daun sind zudem unbekannt. Generell fehlen dort im Norden flächenhafte Geländeaufnahmen, die über die preussischen Erstkartierungen der geologischen Landesanstalt Berlin hinausgehen.

Auch im engeren Untersuchungsgebiet sind wegen der inhomogenen Erfassung (Kap. 1.) gewisse Fehler und Ungenauigkeiten der Kartengrundlagen anzunehmen. Insofern sind die Verläufe der Störungen nicht in jedem Einzelfall korrekt wiedergegeben. Insbesondere die diagnostisch wichtigen Störungskreuzungen und „Triple-Junctions“ sind nicht unbedingt exakt fixiert, in Ermangelung ausreichender Aufschlüsse. Auch waren die Kartendarstellungen der zahlreichen Einzelbearbeiter generell einem – mehr oder weniger zutreffenden – Interpretationsmodell unterworfen. Weiterführende Kartierungen werden manche dieser Kenntnislücken abmildern können.

Welche Blattverschiebung bzw. welche breitere Scherungszone für die starke, bis ins Korngefüge hinein eingreifende Deformation der Buntsandstein-Probe östlich von Feilsdorf (Abb. 8, Kap. 3.3.) verantwortlich ist, konnte bislang nicht abschließend geklärt werden. Weil die Fundlokalität in einem scheinbar undeformierten Schollenareal zwischen den bisher auskartierten Störungslinien liegt und die genaue kleintektonische

Situation noch nicht erfasst ist, bleibt die zeitliche Zuordnung der vorgefundenen Deformation noch ungewiss. Ein Zusammenhang mit dem älteren, oberoligozänen Deformationsereignis kann bisher nur vermutet werden (Kap. 6.3.). Genauere strukturelle Untersuchungen in der Umgebung dieser Lokalität sind nötig.

Kurz vor der Fertigstellung dieser Arbeit waren im Steinbruch Eßlingen viele zusätzliche Strukturbeobachtungen und Harnischfunde möglich. Die daraus abzuleitenden, sehr umfangreichen Ergebnisse werden in der nachfolgenden tektonischen Publikation dargestellt und ausgedeutet werden. Diese Folgeuntersuchung wird vornehmlich dem Südost-Teil der Trierer Bucht gewidmet sein. Das dortige Gebiet der Luxemburger Zentralschwelle und des Trierer Beckens ist ein mechanisch hochkomplexes Areal in der Anrainerschaft der Wittlicher Rotliegend-Senke.

Schon in dieser Arbeit ist deutlich geworden, dass in der Trierer Bucht zahlreiche Hinweise auf nennenswerte Horizontalbewegungen existieren. Insofern handelt es sich hier eben nicht um ein im Neogen tektonisch inaktives Gebiet („stable block“), wie es von MICHON et al. (2003: Fig. 16) gewertet worden ist. Die Autoren hatten so ein riesiges Gebiet klassifiziert, das umrahmt wird von den bekanntermaßen aktiven Bereichen des Oberrheingrabens, des Rurtal-Riftsystems, der Kanalküste mit ihren Inversionsstrukturen und der burgundischen „Rhine Saône Transfert Zone“. Eher ist es wohl so, dass die angreifenden Kraftfelder auch im Gebiet dazwischen noch mechanische Auswirkungen hatten. Dies gilt für die westliche Trierer Bucht, in noch stärkerem Ausmaß für die östliche und südöstliche Trierer Bucht (DITTRICH in Vorb. a) und auch für den Bereich des westlichen Schiefergebirges, wie dies von SCHREIBER & ROTSCH (1998) dargestellt worden ist. Die Annahme eines weitflächigen stabilen Blockes ging wohl maßgeblich auf den noch geringen Kenntnisstand bezüglich horizontaler Relativbewegungen zurück. Da letztere durch eine herkömmliche geologische Flächenkartierung nicht nachweisbar waren, haben sie in der Literatur nahezu keinen Widerhall gefunden.

Die jungen Anhebungen im Untersuchungsgebiet durch die „Eifel-Plume“ haben die Erkennbarkeit von Blattverschiebungen und von Pull-apart-Strukturen im Kartenbild entscheidend gefördert. Im Umkehrschluss bedeutet dies natürlich, dass abseits der sekundär vertikaltektonisch betonten Bewegungsbahnen, also in den Gebieten mit einer heute relativ ausgeglichenen Schichtlagerung noch etliche unerkannte Horizontalverschiebungen existieren können. Ohne hinreichende Aufschlussverhältnisse, die eine engständige Klüftung, nahezu saiger einfallende Störungsflächen und Horizontalharnische offenlegen, bestehen zur kartographischen Erfassung solcher Blattverschiebungen schlechte Voraussetzungen.

Zweifellos besteht Bedarf an tektonischen Spezialerhebungen. Die beschriebenen und auch die zahlreichen noch unerkannten Blattverschiebungszonen sollten sich durch hohe lokale Grundwasser-Permeabilitäten im Gebirge auszeichnen. Dabei wiederum handelt es sich um eine Qualität, die heute insbesondere für geothermische Nutzungen von Interesse sein dürfte.

Schriften

AHORNER, L. (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish massif, central Europe. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 198-221, 14 Abb., 3 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.

- 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.
- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Universität Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab., Bonn. – [unveröff.].
- COULON, M. (1992): La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d’extension et distribution des stylolithes). – *Bull. Soc. geol. France*, **163**, S. 531-540, 8 Abb., Paris.
- 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. (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.
- (2006): Lagerungsverhältnisse (Tektonik). – In: ROHN, J. & CLAUSS, R. & DITTRICH, D.: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6613 Elmstein. Erläuterungen, S. 42-56, 6 Abb., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht. Teil I. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **36**, S. 69-104, 9 Abb., Mainz.
- (in Vorb. a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, Mainz.
- (in Vorb. b): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schriftenreihe deutsch. geowiss. Ges., Hannover.
- 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. & 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. mit Beiträgen von 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.].
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik. 2. Aufl., 374 S., 329 Abb., (Enke) Stuttgart.
- ELBERSKIRCH, W. (1937): Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. – Jb. preuss. geol. Landesanstalt, **58**, S. 38-78, 21 Abb., 1 Taf., Berlin.
- 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. (1887): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten I : 25 000, Blatt Oberweis Nr. 6004, Berlin.
- (1891): Geologische Spezialkarten von Preussen und den Thüringischen Staaten I : 25 000, Blatt Mettendorf Nr. 6003 und Blatt Bitburg Nr. 6005, Berlin.
- (unveröff.): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, I : 25 000, Blatt Manderscheid Nr. 5906, Erl. Manuskript 17 S., Berlin. – [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.].
- HÖRBEIL, 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. (1963): Der Westrand der Rheingraben zwischen Edenkoben (Pfalz) und Niederbronn (Elsaß). – Oberrhein. geol. Abh., **12**, S. 1-23, 6 Abb., 1 Taf., Karlsruhe.
- 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.].
- KLÖSGEN, M. (1997): Geologische Kartierung im Raum Bollendorf-Biesdorf-Neuafrika (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. (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.
- LAKE, S. D. & KARNER, G. D. (1987): The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. – *Tectonophysics*, **137**, S. 347-378, 9 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Spezialkarten von Preussen und den Thüringischen Staaten I : 25 000, Blatt Waxweiler Nr. 5904, Erl. 36 S. und Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, Erl. 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.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) & LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg., in Vorb.): Großprojekt Hydrogeologische Kartierung Raum Bitburg–Trier (Arbeitstitel).
- LICHTENSCHIEDT, E. (1999): Zur Geologie der Umgebung von Daufenbach unter besonderer Berücksichtigung des „Devonaufbruches“ an der Deimlinger Mühle (Südeifel, Trier-Bitburger Senke). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 81 S., 49 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- MÄLZER, H. & HEIN, G. & ZIPPELT, K. (1983): Height changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 164-176, 6 Abb., 1 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- MEYER, W. & STOLTIDIS, J. & WINTER, J. (1977): Geologische Exkursion in den Raum Weyer–Schuld–Heyroth–Niederehe–Üxheim–Ahütte. – *Decheniana*, **130**, S. 322-334, 4 Abb., Bonn.
- MEYER, W. & ALBERS, H. J. & BERNERS, H. P. & GEHLEN, K. v. & GLATTHAAR, D. & LÖHNERTZ, W. & PFEFFER, K. H. & SCHNÜTGEN, A. & WIENECKE, K. & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 39-46, 2 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- MEYER, W. & STETS, J. (1994): Geologie des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges. – In: v. KOENIGSWALD, W. & MEYER, W. (Hrsg.): Erdgeschichte im Rheinland: Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren. S. 13-34, 13 Abb., (Pfeil) München.
- MEYER, W. & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, **81**, S. 217-221, 2 Abb., Utrecht.
- MEYER, W. & STETS, J. (2007): Quaternary Uplift in the Eifel Area. – In: RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.) (2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach. S. 369-378, 4 Abb., (Springer) Berlin.
- 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*, **397**, S. 101-126, 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.].

- OEHMS, S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Beilungen-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/Bollendorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung und Diplomarbeit Univ. Bonn, 158 S. + Anh., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- 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 Staffelttektonik. Kartierbericht, 68 S. + 28 S. 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.].
- 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.
- ROHN, J. & DITTRICH, D. (2003): Lagerungsverhältnisse (Tektonik). – In: ROHN, J. & KASSEBEER, W.: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6712 Merzalben. Erl. S. 56-60, 1 Abb., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- RUMI, M. (1999): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Wolsfeld-Esslingen-Sülm (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 85 S., 39 Abb., 2 Tab., 2 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- SCHMINCKE, H.-U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). – In: RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach., S. 241-322, 17 Abb., (Springer) Berlin.
- 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.
- SCHWARZ, H.-U. & KILFITT, F.-W. (2008): Confluence and intersection of interacting conjugate faults: A new concept based on analogue experiments. – J. Structural Geology, **30**, S. 1126-1137, 13 Abb., 1 Tab., (Elsevier) Amsterdam.
- 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.].
- STRUMPF, N. (1995): Kartierkurs der Universität Mainz in der Südeifel bei Biersdorf (TK 5904, Blatt Waxweiler) vom 27.03. bis 08.04.1995. Arbeitsbericht GLA Mainz, 86 S., div. Abb., Mainz. – [unveröff.].
- WAGNER, B. & DITTRICH, D. (in Vorb.): Profilschnitte A-A' bis F-F'. – In: Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB) & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG) (Hrsg., in Vorb.): Hydrogeologische Kartierung Raum Bitburg-Trier (Arbeitstitel).
- 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.].

- WEILER, H. (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**, S. 9-42, 16 Abb., 3 Tab., Mainz.
- 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.].
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petroleum Mij., 2. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Anl., (Geol. Soc.) London.
- 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 31.3.2009