

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Die in diesem ersten Teil beschriebene südöstliche Südeifel umfasst Teile der Trierer Bucht und den West-Rand der Wittlicher Rotliegend-Senke. Neue geologische Kartenmaterialien ermöglichen erstmals eine synoptische regionale Ausdeutung. Es existiert hier eine wesentlich komplexere Störungstektonik als in den nordwestlichen und zentralen Bereichen der Trierer Bucht, die in vorhergehenden Publikationen dargestellt wurden. Alt angelegte Hoch- und Tiefstrukturen, die im Bruchmuster westlich angrenzender Bereiche schon länger bekannt sind, werden nun auch im Ost-Teil der Trierer Bucht identifiziert und beschrieben. Zusätzlich überlagert werden sie durch eine 20 bis 30°-streichende Bruchrichtung.

Unterschiedlich ausgerichtete Horizontalbewegungen haben stattgefunden. Darauf deuten zahlreiche Funde von (sub-)horizontal verlaufenden Harnischen (Faserharnische, Striemungen) und Slickolites (Nadelharnische). Einzelne Hinweise auf Aufschiebungen kommen hinzu. Eine 30 m breite Scherzone, die im Dolomit-Steinbruch bei Sülz neu angefahren wurde, liegt in direkter streichender Verlängerung einer bei DITTRICH (2009) rekonstruierten sinistralen Blattverschiebung. Eine kompressive Überprägung des ursprünglich durch Dehnungstektonik gebildeten Störungsinventars des mesozoischen Deckgebirges wird offensichtlich. Im Raum Trier treten überdies bogenförmige Störungslinien auf. Oft sind sie fiederförmig angeordnet und von Vererzungen begleitet. Ob es sich dabei um (reliktische) Pull-apart-Strukturen handelt, bleibt zu prüfen.

Eine genetische Ausdeutung und der Versuch einer Datierung der jeweiligen Deformationsphasen werden in Teil III dieser Publikation erfolgen. Im zweiten Teil werden Hinweise auf Einengungs- und Scherungstektonik in Südost-Luxemburg und im Saargau dargelegt.

Abstract: In this first contribution (part I) the southeastern part of the Southern Eifel is studied. It comprises parts of the Trier Embayment and the peripheral area of the Wittlich Basin. New geological mapping informations make a regional synoptic interpretation possible now. In this region fault tectonics are much more complex than those in northwestern and central parts of the Trier Embayment, which have already been described in previous papers. Inherited large paleohighs and -lows, long since known in the adjacent areas in the west, now are traced and described in the fault pattern of the eastern Trier Embayment

as well. They represent tectonic elements, which have already been mobile in triassic times. In addition they are superimposed by 20-30° striking fault lines.

Shear motions with varying orientations have taken place. They are proven by numerous findings of (sub-)horizontal striations (slickensides, slip striae) and slickolites. Moreover some indications for upfaulting exist. A 30 m broad shear zone was newly exposed in the dolomite quarry near Sölm. It is located exactly at a striking elongation of a sinistral strike-slip fault, which had been reconstructed by DITTRICH (2009). A compressive tectonic overprint on the fault pattern of the mesozoic rocks of the Trier Embayment is obvious. Originally the fault pattern had been conditioned by extension. In the Trier area also exist arch-shaped fault lines. In several cases they are arranged like Riedel shears and accompanied by ore veins along the fault planes. It has to be examined whether they indicate (former) pull-apart structures.

Further examinations and tentative datings of the particular deformation processes will be given in part III. The second part of this paper will describe indications for compressional strain and shear tectonics in southeastern Luxemburg and in the german Saargau.

Inhalt

1. Einführung
2. Grundzüge der Bruchtektonik der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht
3. Störungsmuster der südöstlichen Südeifel
 - 3.1. Präzisierung des bisherigen Modells der drei Richtungssysteme
 - 3.2. Ein zusätzliches Richtungssystem
4. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen in der südöstlichen Südeifel
 - 4.1. Auswertung der älteren Literatur
 - 4.2. Neuere Geländebefunde
 - 4.2.1. Mittleres Kylltal
 - 4.2.2. Steinbruch Eßlingen
 - 4.2.3. Steinbruch Sölm
 - 4.2.4. Südost-Bereiche der Lias-Plateaus
 - 4.2.5. Steinbruch Kersch
 - 4.2.6. Stadtbezirk Trier-Pallien
 - 4.2.7. Region Sirzenich–Grevenich
 - 4.3. Hinweise durch das neu kartierte Störungsmuster
Schriften

1. Einführung

In zwei vorhergehenden Beiträgen dieser Publikationsreihe (DITTRICH 2008, 2009) ist die Horizontaltektonik der nordwestlichen Trierer Bucht behandelt worden. Diese Folgeuntersuchung wird den Südosten behandeln. Da hier vielfältige strukturelle Bezüge zu luxemburgischen Gebieten existieren, wird auch das mesozoische Deckgebirge Südost-Luxemburgs genauer betrachtet. Gleiches gilt für den Saargau, das Gebiet zwischen Saar und oberer Mosel.

Die Gesamtheit dieser Deckgebirgslandschaft wird im Folgenden als Trier-Luxemburger Bucht bezeichnet. Regionalgeologisch handelt es sich um einen Nordost-Ausläufer des Pariser Beckens, der umrahmt wird vom devonischen

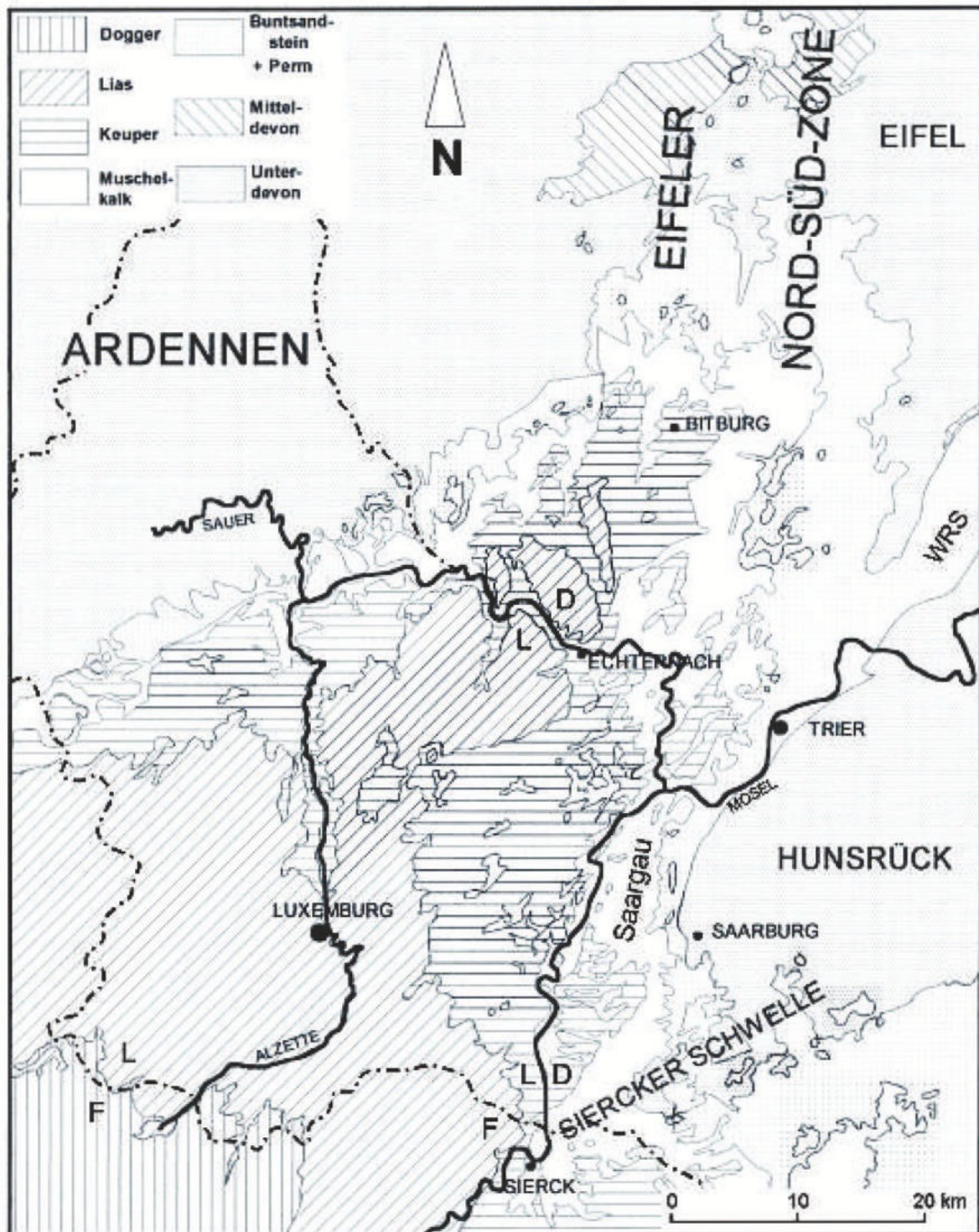


Abb. 1: Übersichtskarte der Trier-Luxemburger Bucht im Drei-Länder-Grenzgebiet von Deutschland, Luxemburg und Frankreich (WRS = Wittlicher Rotliegend-Senke).

Grundgebirge der Ardennen, der Eifel und des Hunsrücks (Abb. 1). Die Achse der Senkungsstruktur taucht nach Südwesten ab. Dies wird auch durch die von der Abtragung herausmodellierete Schichtstufenlandschaft deutlich.

Bei der Trier-Luxemburger Bucht, die in Deutschland früher oft als „Trier-Bitburger Mulde“ bezeichnet worden ist, handelt es sich nicht um eine durch Kompressionstektonik entstandene Mulde. Stattdessen ist es eine große Absenkungsstruktur bzw. eine durch differenzierte Hebungsbewegungen der umgebenden variskischen Blöcke relativ abgesunkene Depressionszone. STETS (2004) hatte dementsprechend den Begriff Trier-Luxemburg-Senke verwendet. In der Depressionszone kam es zusätzlich zu einer gewissen Einwirkung von Schubspannungen, die zu verschiedenen geologischen Zeiten unterschiedlich orientiert waren. Sie haben das strukturelle Inventar der Großenenke erweitert und kompliziert.

Das hier behandelte Untersuchungsgebiet kombiniert vier Gebiete, die wegen ihrer geographischen und politischen Zugehörigkeit in der Vergangenheit unterschiedlich kartographisch behandelt worden sind. Es sind dies der Südosten der Trierer Bucht – im Süden vom Mosel-Tal begrenzt –, der Westteil der Wittlicher Rotliegend-Senke, der Saargau und das südöstliche Luxemburg. Alle diese Teilbereiche haben eine individuelle geologische Erforschungsgeschichte. Die einzelnen Bearbeitungsphasen und die strukturellen Gegebenheiten der südlichen Gebiete werden erst im zweiten Teil dieser Publikation dargelegt. Dies betrifft vor allem die neueren, auf Kompressionstektonik hinweisenden Befunde in Südost-Luxemburg und im Saargau. Im dritten Teil schließlich wird eine zusammenfassende Ausdeutung und – wenn möglich – Datierung der Beanspruchungs- und Bewegungsprozesse im Gesamtgebiet erfolgen.

Im vorliegenden ersten Teil wird zunächst der Südost-Teil der Trierer Bucht gemeinsam mit dem Westteil der Wittlicher Rotliegend-Senke behandelt. Dieses Gebiet war in den letzten Jahren Gegenstand einer intensiven geologischen Bearbeitung. Eine moderne GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke ist im Jahr 2004 von J. STETS vorgelegt worden. Grundlegend dafür waren Diplomkartierungen und -arbeiten der Universität Bonn gewesen. Eine andere neue GK 50 bildete den Gesamtbereich der Trierer Bucht ab (LGB & LUWG 2010). Das Erarbeitungskonzept dieser Geologischen Karte wird in der Einführung von Kap. 3 näher dargelegt.

Die Kartenwerke der preußischen geologischen Landesanstalt (GREBE 1888–1891, LEPLA 1908) sind für einen Großteil des hier näher betrachteten südöstlichen Teilbereichs der Trierer Bucht die wesentliche Informationsquelle gewesen. In einigen Gebieten haben darüber hinaus neuere Karten zur Verfügung gestanden. Flächenhafte Geländebearbeitungen zur Revision der preußischen geologischen Karten waren zunächst von der Universität Trier ausgegangen. Basierend auf geographisch-geologischen Kartierungsübungen bei Trier entstand eine Geologische Karte im Maßstab 1: 10 000 (DEGEN et al. 1981). Nachfolgend wurde die erweiterte Kylltalregion erfasst, durch Trierer Kartierungsübungen und geographisch-geologische Diplomkartierungen. Daraus resultierte eine zweiteilige GK 25 (NEGENDANK & WAGNER 1988). In den letzten Jahren sind zahlreiche geologische Diplomkartierungen der Universität Bonn in den inneren Bereichen der Trierer Bucht hinzu gekommen.

2. Grundzüge der Bruchtektonik der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht

Diese generelle Einführung gilt für die Gesamtheit der Trier-Luxemburger Bucht. Der Untergrund dieser regionalgeologischen Großeinheit ist ein in Horst- und Grabenzonen untergliedertes Bruchschollenmosaik, dessen Richtungsmuster durch das tektonische Inventar des variskisch deformierten Grundgebirges vorgeprägt war. Nach einer Auswertung von DITTRICH (1989) existieren drei tektonische Hauptrichtungen bzw. Richtungssysteme, die mit den rein deskriptiven Benennungen „rheinisch“, „diagonal“ und „variszisch“ belegt worden sind. Diese streichen Nord-Süd bis NNE-SSW, Nordost-Südwest und ENE-WSW. Der weitaus größte Teil der an der Oberfläche ausgeprägten Deckgebirgsstörungen folgt diesen alt angelegten Richtungssystemen. Auffällige strukturelle Hoch- und Tieflagen im mesozoischen Deckgebirge sind durch eine räumliche Überlagerung von zwei oder drei Horst- bzw. Grabenstrukturen verschiedener Richtungssysteme im Untergrund erklärbar. Dabei bilden sich bruchtektonische Verstellungen in der Tiefe im oberen Teil des Deckgebirges oft nur noch als weiträumige flexurelle Verbiegungen ab (LGB & LUWG 2010). Die Großstrukturen der drei Richtungssysteme sind nachweislich alt angelegt und schon in der Trias synsedimentär mobil gewesen; in Fazies- und Mächtigkeitsmustern einzelner Schichtglieder zeichnen sie sich bereits ab, mit zeitlich wechselnden Akzentuierungen (DITTRICH 1989; Abb. 2).

Im strukturellen Inventar des Untersuchungsgebietes sind mehrere weitspannige Verbiegungen verwirklicht. Nicht nur im Norden, am Südrand der Ardennen (DITTRICH 2008, 2009), sondern auch an der West-Abdachung der Eifel und des Hunsrücks existiert eine ausgedehnte flexurartige Schichtverbiegung zum Inneren der Trier-Luxemburger Bucht hin. Auch innerhalb des Deckgebirgs-Areals lassen sich weiträumige Verbiegungen feststellen. Prominente Beispiele dafür sind die Schwelle von Blaschette–Born und die Siercker Schwelle. Es sind dies zwei kilometerbreite Aufwölbungszonen (Beschreibungen in LUCIUS 1948, IRLITZ 1966, HOYER 1967). Großräumige Schichtverbiegungen sind überdies meistens von entsprechend streichenden Bruchstrukturen überlagert (vgl. Profilschnitte von WAGNER & DITTRICH 2010)

Engräumigere Hochlagen des Deckgebirges sind demgegenüber maßgeblich von Bruchlinien bestimmt. Insbesondere der Südost-Teil der Trier-Luxemburger Bucht ist durch ein gehäuftes Auftreten von weit durchhaltenden Bruchstrukturen gekennzeichnet. Zum weit überwiegenden Teil streichen sie in Nordost-Südwest-Richtung.

Häufig treten auch so genannte Schmalgräben auf. Dies sind sehr lang gestreckte Grabenzonen, die das Deckgebirge der östlichen Südeifel, des Saargaus und Südost-Luxemburgs durchziehen. Meist sind sie etwa 500 m, im Süden teilweise auch bis 800 m breit. Wegen der an sie gebundenen lokalen Erhaltung von Unterkeuper oder höherem Mittelkeuper – im Süden auch von Dogger-Abfolgen – sind sie gut erfassbar gewesen und im resultierenden Kartenbild deutlich hervorgehoben. Sie entstanden wohl durch nachrangige Störungen entlang von großen, sehr tief reichenden Störungslinien („Y-Störungen“). Bekannte Beispiele dafür sind der Nord-Süd-orientierte Moselschmalgraben am südlichen Ostrand des rheinischen Senkungsfeldes der Echternacher Grabenzone und der Mondorfer Schmalgraben am Nordwestrand der diagonalen Großstruktur des Grabens von Thionville.

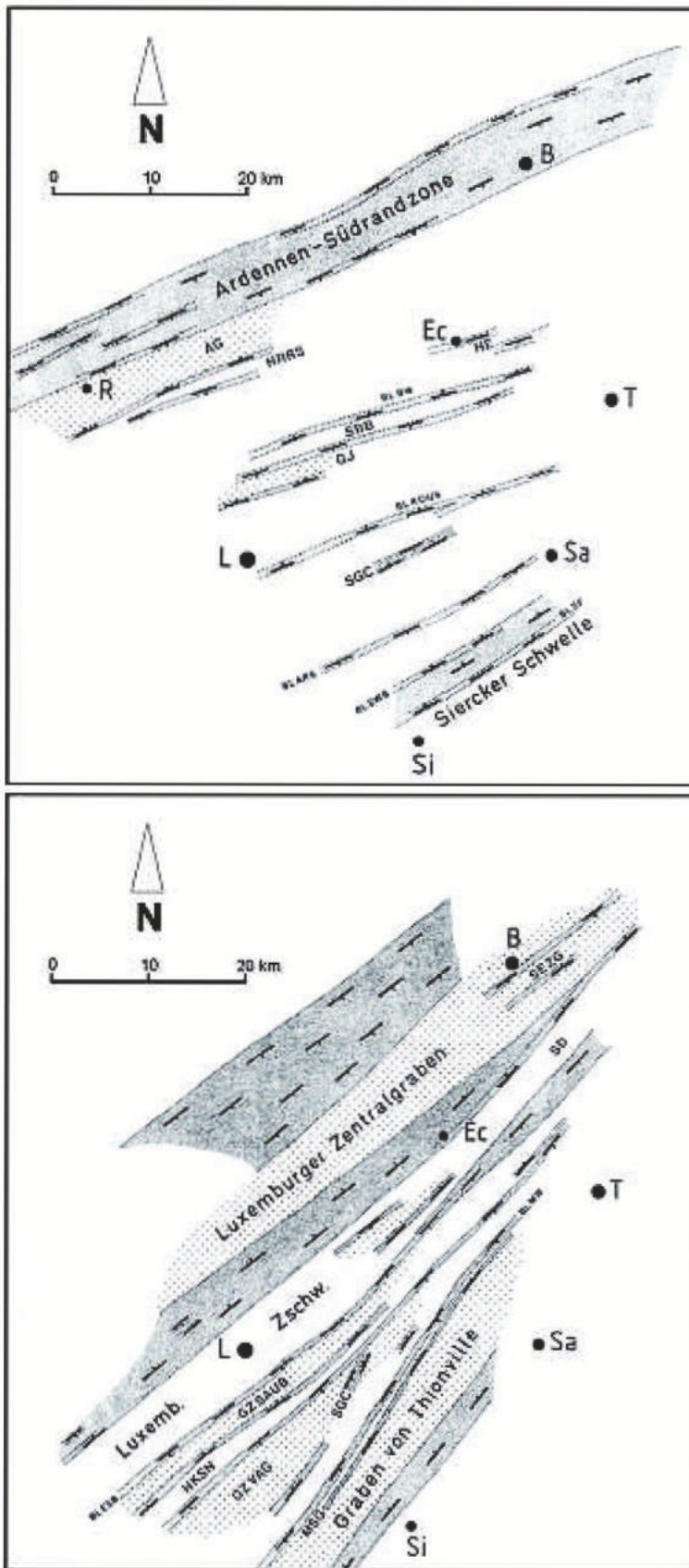
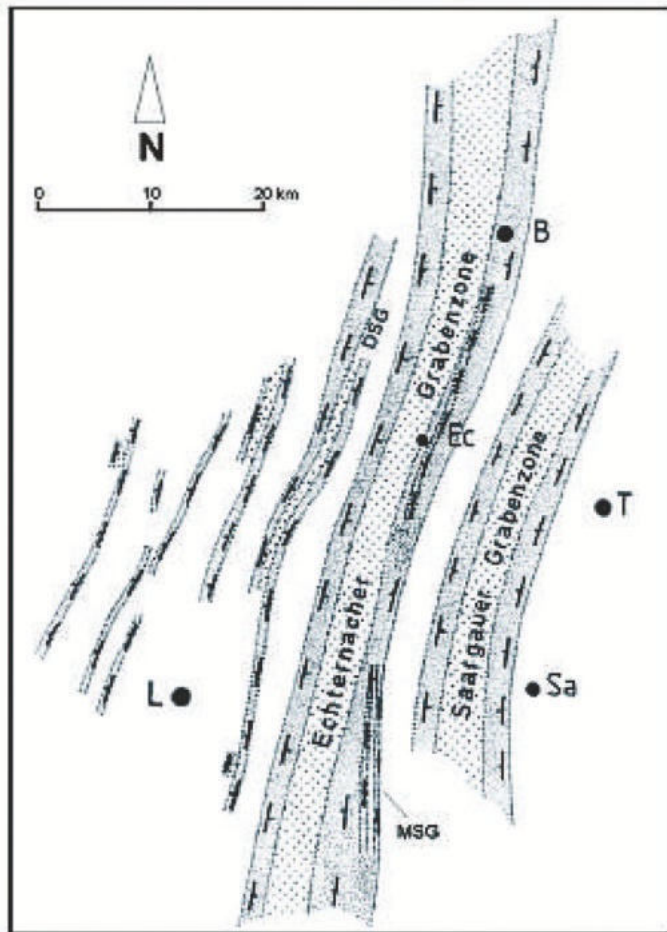


Abb. 2: Die drei Richtungssysteme der Trier-Luxemburger Bucht (aus DITTRICH 1989, graphisch verändert und vereinfacht). Der Verlauf der Ardennen-Südrandzone im Nordosten und die Orientierung der rheinischen Richtung bei Trier sind veraltet (vgl. Kap. 3.1.).

Dicht gepunktet: Bruchlinie bzw. strukturelle Randzone im weiteren Sinne, weitständiger gepunktet: Grabenzone/Tiefstruktur; Städte: L = Luxemburg, T = Trier, B = Bitburg, Sa = Saarburg, Ec = Echternach, R = Redange, Si = Sierck.

Variszisches Richtungssystem: AG = Attert-Graben, HRRS = Horst von Rouscht-Rippweiler/Schwebach, SBB = Schwelle von Blaschette-Born, HE = Horst von Echternach, GJ = Graben von Junglinster, SGC = Schmalgraben von Canach; Bruchlinien (BL): BW = Bech-Weyer, KOUS = Konz-(Oberdonven-) Ue-



bersyren-Sandweiler, ARS = Altwies-Rommelfangen-Saarburg, SWB = Sinz-Wintrange (-Burmerange), SF = Schengen-Freudenburg.

Diagonales Richtungssystem:
 SEZG = Südeifeler Zentralgraben, Luxemb. Zschw. = Luxemburger Zentralschwelle, SD = Schwelle von Dahlem, GZ SAUB = Grabenzone Schiff-lange-Alzingen-Uebersyren-Betz-dorf, GD = Graben von Differdange, HKSN = Horst von Kayl-Syren-Ne-wel, GZ VAG = Grabenzone Volme-range-Aspelt-Gostingen, SGC = Schmalgraben von Canach, MSG = Mondorfer Schmalgraben; Bruchli-nien (BL): MW = Mondorf-Wasser-billig, ESB = Esch -Sandweiler-Bi-
 wer.

Rheinisches Richtungssystem:
 MSG = Moselschmalgraben,
 DSG = Dillinger Schmalgraben.

Die Wittlicher Rotliegend-Senke liegt am Ostrand des Untersuchungsgebietes, auf der alt angelegten Strukturgrenze zwischen der Eifel im Norden und dem Hunsrück im Süden. Es ist eine von großen Randverwerfungen begrenzte Grabenstruktur mit Südwest-abtauchender Längsachse (STETS 2004). Sie ist etwa 40 km lang und bis zu 7 km breit (Abb. 3). Die Länge der südwestlichen Fortsetzung unterhalb der Buntsandstein-Überdeckung ist noch ungewiss. Die Nord-westrand-Verwerfung – die so genannte Wittlicher Hauptverwerfung – ist stärker ausgeprägt als ihr südwestliches Gegenstück. Ihre maximale Sprunghöhe hat sie im Bereich des Meulenwaldes. Dort, westlich von Föhren (vgl. Abb. 4 in Kap. 3.) werden etwa 900 m Versatz erreicht.

Innerhalb der Senke sind Rotliegend-Mächtigkeiten von gut 1000 m dokumentiert. Verglichen mit den eher geringen Rotliegend-Gesamtmächtigkeiten auf der Eifel- und der Hunsrück-Scholle ist dies enorm. Offenbar hat eine starke synsedimentäre Absenkung dieser Struktur stattgefunden (intramontanes Becken). Nach STETS (1990, 2004) ist die Senke als permisches Strike-Slip- oder Pull-apart-Becken zu deuten, entstanden im Zuge von sinistralen Scherbewegungen entlang von Nordost-Südwest-streichenden Großstörungen im variskischen Grundgebirge. Eine linkshändige Verschiebungsweite von mindestens 3 Kilometern wurde rekonstruiert.

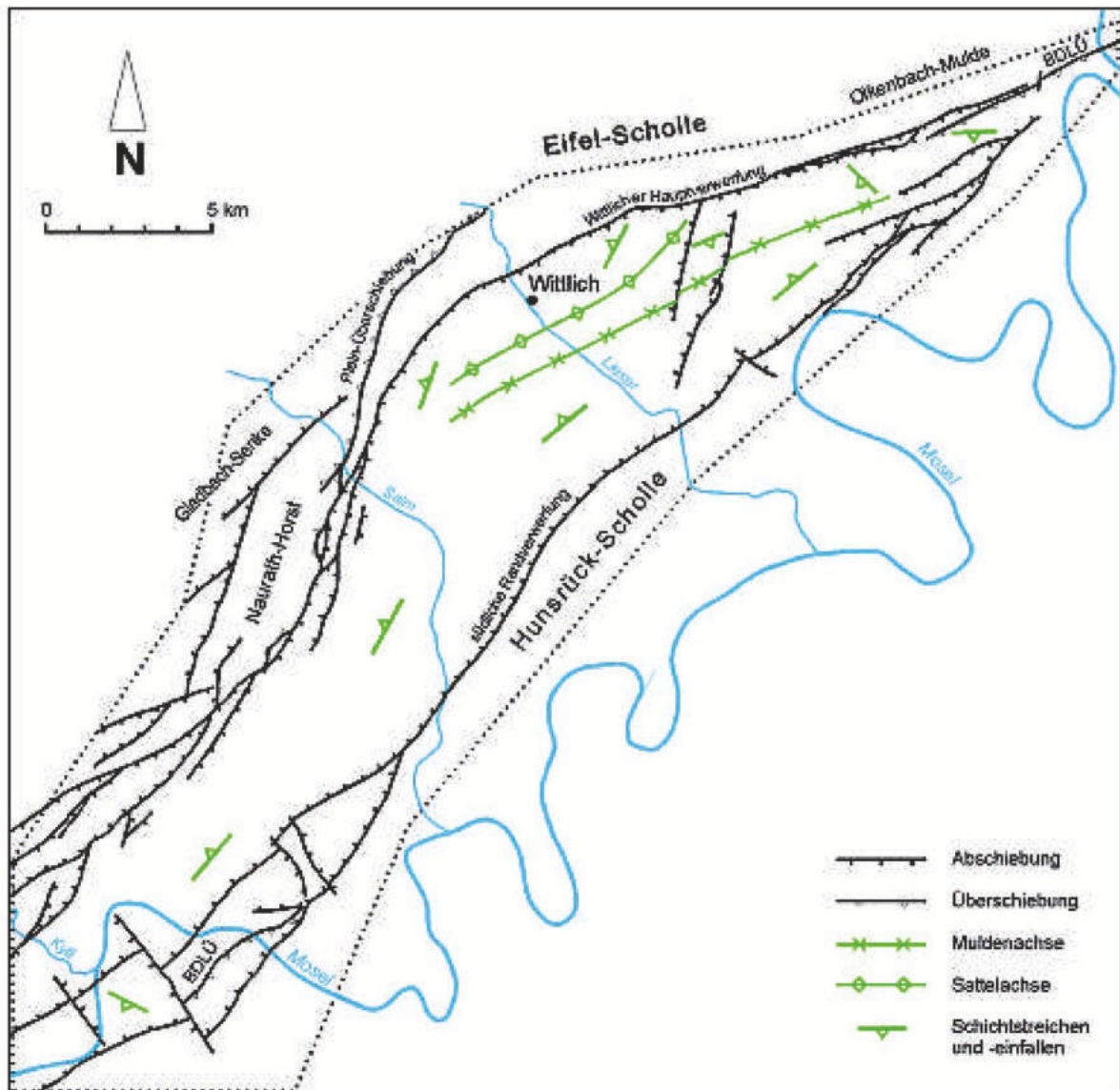


Abb. 3: Strukturkarte der Wittlicher Rotliegend-Senke (nach STETS 2004, graphisch verändert und vereinfacht; im Südwesten geringfügig korrigiert, vgl. Text; BDLÜ = Boppard-Dausenau-Longuich-Überschiebung).

Das in der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht heute vorgefundene strukturelle Inventar des mesozoischen Deckgebirges ist das Produkt eines mehrphasigen Deformationsprozesses. Mindestens zwei verschiedene kompressive Überprägungsphasen mit entsprechenden Scherbewegungen sind dokumentiert (DITTRICH 2009). Die dextralen Bewegungsspuren entlang von rheinischen Verschiebungsbahnen stellen ältere, inzwischen teilweise überprägte Strukturen dar. Ihr wahrscheinliches Alter ist oberes Oligozän. Von Westen nach Osten, bis in die Region von Eßlingen (Abb. 4 in Kap. 3.), haben sich in der westlichen Trierer Bucht fünf größere Blattverschiebungslinien nachweisen lassen. Sie sind als Lineamente dex I bis dex V bezeichnet worden. Mit Verschiebungsweiten bis zu 3,5

km ist die streckenweise vom Nimstal nachgezeichnete Blattverschiebung dex IV bei weitem die wichtigste.

Darüber hinaus waren sinistrale Horizontalbewegungen entlang von diagonalen Bruchlinien nachweisbar. Diese Relativbewegungen sind jünger als die vorgenannten dextralen. Ihnen ist eine Genese im unteren Miozän zugeschrieben worden. Im Nordwesten der Trierer Bucht ließen sich sechs sinistrale Bewegungsbahnen rekonstruieren (Lineamente sin I bis sin VI). Im Raum Niederweis–Meckel existiert eine weitere. Bei DITTRICH (2009) ist sie vorläufig als sin VII nummeriert worden. Sie verläuft allerdings in relativ weitem Abstand zur Schar der erstgenannten Blattverschiebungen. Dazwischen könnten noch weitere, bislang unerkannte diagonal streichende sinistrale Bewegungsbahnen entwickelt sein. Bei deren Nachweis wäre dann die laufende Nummerierung der Lineamente der mittleren Trierer Bucht zu aktualisieren.

3. Störungsmuster der südöstlichen Südeifel

Der Begriff Südeifel bezeichnet den von mesozoischen Schichteinheiten aufgebauten südlichen Teil der Eifel. Dazu gehört auch der Randbereich der im Südosten angrenzenden Wittlicher Rotliegend-Senke. Dieses deutsche Gebiet wird auch als Trierer Bucht bezeichnet. Der Begriff Trier-Luxemburger Bucht hingegen bezeichnet ein weitaus größeres Gebiet am Nordostrand des Pariser Beckens; es umfasst Teile von Belgien, Luxemburg und Deutschland. Die Trierer Bucht ist lediglich der äußerste Nordost-Sporn dieser regionalgeologischen Großeinheit. Als Südgrenze der Trierer Bucht wird im Folgenden das Moseltal zwischen Wasserbillig und Konz verstanden.

Die Trierer Bucht war in den letzten Jahren das Thema eines hydrogeologischen Großprojektes des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG). Dafür ist unter anderem eine digitale GK : 50 000 erarbeitet worden, die maßgeblich die Deckgebirgsareale der Trierer Bucht umfasst. Entlang von Untersauer und Mosel ist auch ein schmaler Randstreifen jenseits der deutschen Grenze dargestellt worden (Abb. 4). Es wurde eine vereinheitlichende und korrigierende Kartenkompilation vorgenommen, auf Grundlage der jeweils verfügbaren neuesten bzw. besten Geologischen Karten. Auch eine systematische Neu-Ansprache der vorhandenen Bohrarchiv-Daten des geologischen Landesamtes ist erfolgt. Die übernommenen Kartendarstellungen wurden modifiziert und korrigiert durch stratigraphisch aktualisierte Bohrungsbefunde, Schnittprofile, lokale Schichtlagerungskarten und sehr vereinzelt Kontrollbegehungen.

Die Darstellungen des äußeren Westens der GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke von STETS (2004) sind in die Trierer Bucht-Karte übernommen worden. Einige wenige Korrekturen der früher verzeichneten Störungsverläufe werden in den Kapiteln 3.1. und 4.3. beschrieben und begründet.

Für einen großen Teil des hier näher behandelten südöstlichen Teilbereichs der Trierer Bucht standen nur die Kartenwerke der preußischen geologischen Landesanstalt als flächenhafte Grundlage zur Verfügung (GREBE 1888–1891, LEPPLA 1908). Für die neue GK 50 sind sie soweit wie möglich aktualisiert und verbessert worden.

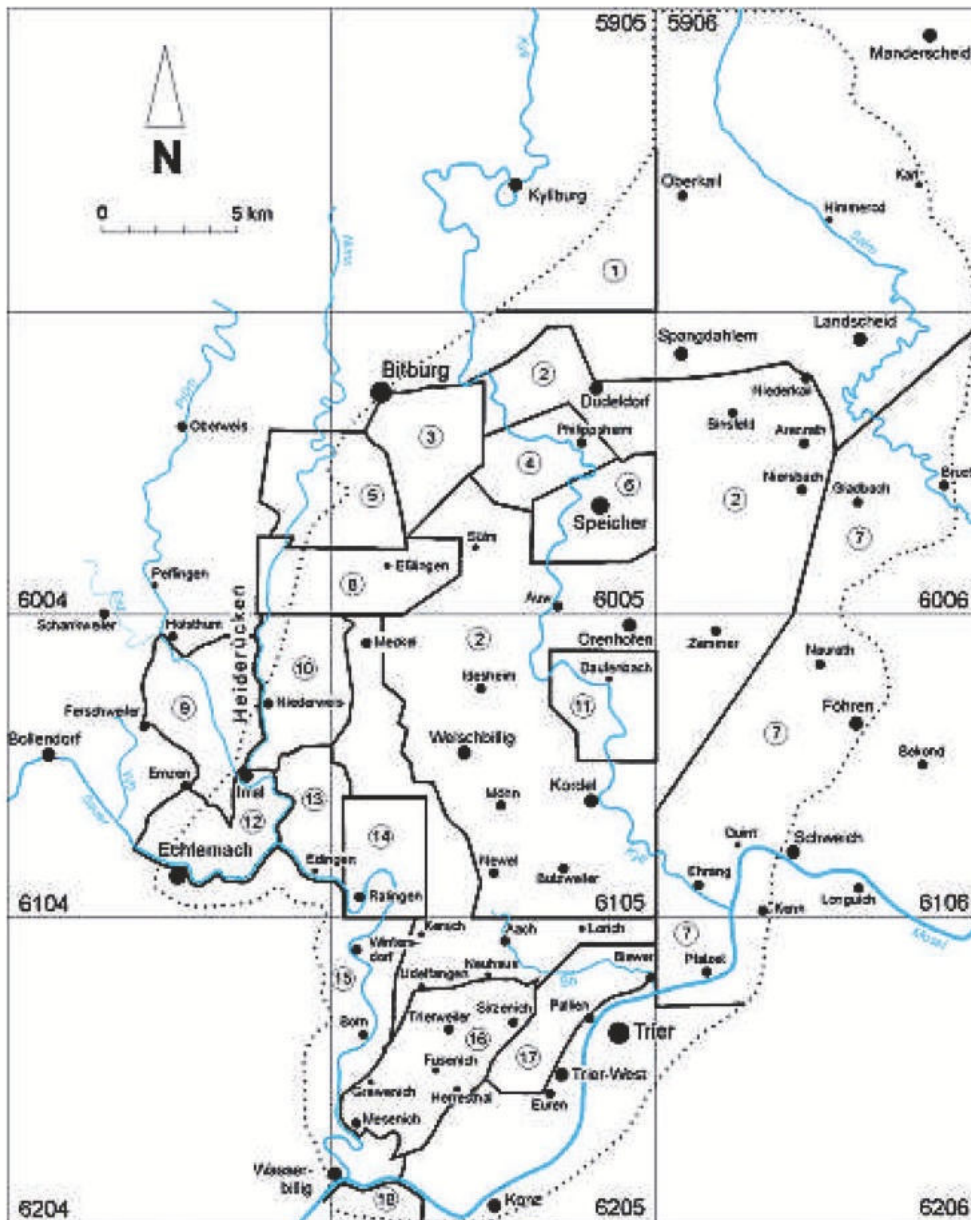
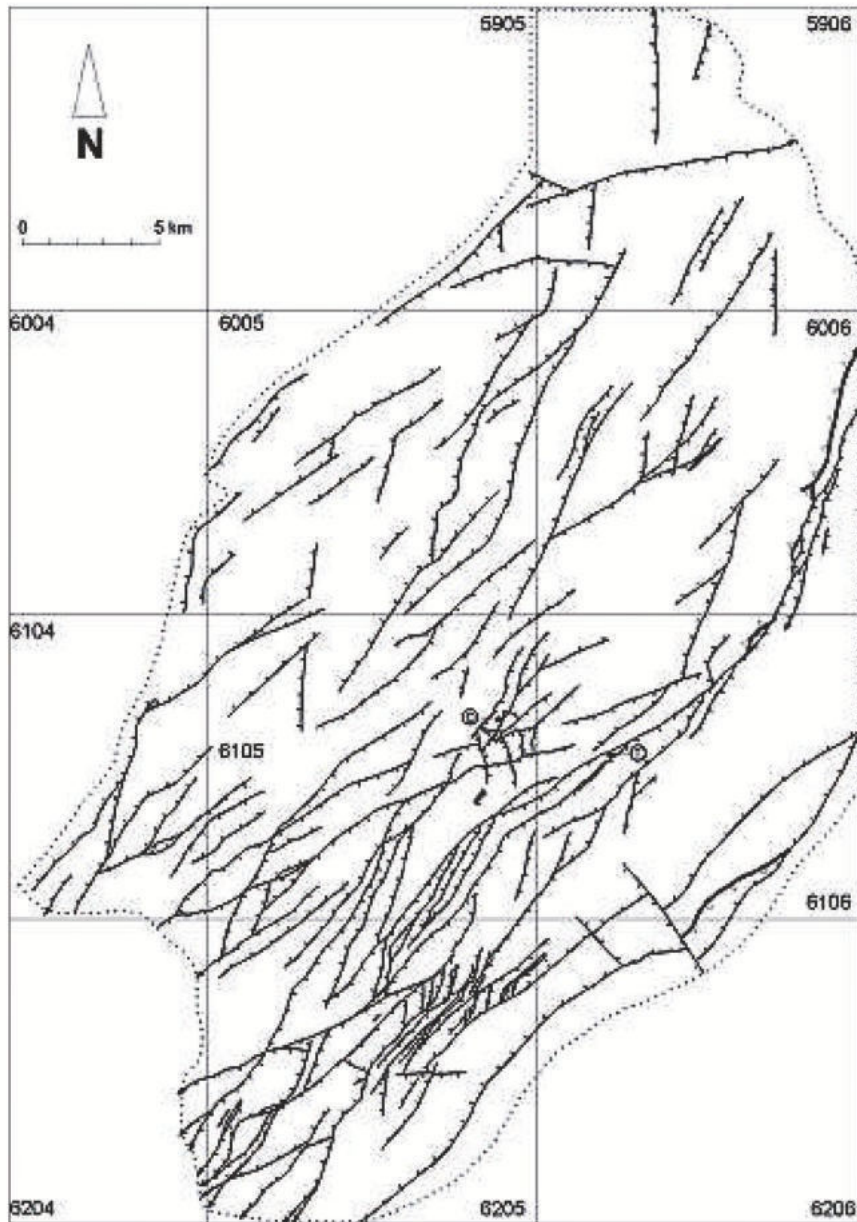


Abb. 4: Das Störungsmuster der südöstlichen Trierer Bucht (nach DITTRICH et al. im Druck, Graphik auf Grundlage der Gesamtdatei Stand 3.3.2011, im Südosten ergänzt durch Störungslinien aus STETS 2004, etwas vereinfacht; TK25-Blattschnitt).

Links: Städte, Ortschaften, Flussläufe, Landschaftsnamen und die Ausdehnung der Bearbeitungsgebiete (1: LEPLA 1908, 2: NEGENDANK & WAGNER 1988, 3: DÖRNER 2002, 4: MÜLLER 2006, 5: KÖSTNER 2003, 6: OEHMS 2006, 7: STETS 2004, 8: RUMI 1999, 9: VOGEL 1996, 10: WARTENBERG 1996, 11: LICHTENSCHIEDT 1999, 12: EICHHORST 1996, 13: ROTH 1997, 14: JANTOS 1999, 15: HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971, 16: DITTRICH 2006+2009, 17: DEGEN et al. 1981, 18: SCHRÖDER 1964; gepunktet: südöstlicher Darstellungsbereich der GK 50 bei LGB & LUWG 2010; Wb = Weilerbachtal, Bb = Biewerbachtal).

Rechts: Abschiebsverläufe und -versatzrichtungen (dickere Linien: Auf- bzw. Überschiebungen; D = Devonaufbruch an der Deimlingermühle, T = Berg Tankert; gepunktet: nach Osten erweiterter Darstellungsbereich).



Im zentralen Teil des Darstellungsgebietes sind Einzelaspekte der geologischen Kylltalkarte von NEGENDANK & WAGNER (1988; Abb. 4: Areal 2) eingearbeitet worden. Vor allem auf Blatt 6105 Welschbillig ist dabei aus der preußischen GK 25 von GREBE (1891) und den Darstellungen der Kylltalkarte lokal eine deutlich andere Tektonik kombinierend entwickelt worden, bei Überarbeitung der oft nicht hinreichend plausiblen tektonischen Ansätze der Kylltalkarten. Geometrisch-konstruktive Unsicherheiten der jeweiligen Lokalbearbeiter hatten sich beispielsweise in der Darstellung von abschnittsweise Versatz-losen Störungslinien, von engräumigen drastischen Wechseln der Versatzbeträge, von sich folgenlos kreuzenden Störungslinien und lokal auch von wechselnden Versatzrichtungen entlang ein und derselben Störungslinie geäußert. Dennoch lieferte die Kylltalkarte gebietsweise wichtige Beiträge zur Verbesserung der GREBE-Karten.

In der Region des östlichen und südöstlichen TK25-Blattes 6005 Bitburg waren die bei NEGENDANK & WAGNER (1988) dargestellten Störungen oft nicht zutreffend. Mehrfach war es dort zu Fehlansprachen von Zwischenschichten (so1 bzw. soZ) und Voltziensandstein (so2 bzw. soV) gekommen. Diese beiden Schichtglieder des Oberen Buntsandsteins sind in der Normalfazies der Trierer Region noch relativ deutlich zu unterscheiden. In der genannten Region nähern sie sich aufgrund einer paläogeographischen Schwellenlage jedoch lithofaziell sehr stark an (vgl. dazu KREMB-WAGNER 1988, MÜLLER 2006, OEHMS 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Bei den Kartierungsarbeiten im Oberen Buntsandstein hatte somit die vorausgesetzte fazielle Trennschärfe gefehlt.

Die Trierer Hochschulumgebungskarte von DEGEN et al. (1981; Abb. 4: Areal 17) hat hingegen bei der Erstellung der neuen GK 50 sehr weitreichende Berücksichtigung gefunden. Die im Areal dieses Kartenwerkes vorgenommenen Änderungen werden in den Kapiteln 3.1., 3.2. und 4.3. übersichtlich beschrieben und begründet.

Im äußersten Nordosten des Darstellungsgebietes sind einige zusätzliche tektonische Lokalbefunde eingearbeitet worden, so etwa aus den Kartierungen von MARTIN (1955), WAGNER et al. (1983) und BÜCHEL (1994). Weitere Ergänzungen zu den Arbeitsgrundlagen sind in den Erläuterungstexten bei LGB & LUWG (2010) und DITTRICH et al. (im Druck) enthalten.

In den Gebieten der Diplomkartierungen der Universität Bonn (Abb. 4: Areale 3 bis 6 und 8 bis 14) ist die geologische Datenbasis vielfältig dokumentiert worden. Für jedes Arbeitsgebiet liegen Schichtlagerungskarten, zahlreiche lokalisierte Klüftrosen, Profilschnitte und Aufschlussverzeichnisse vor. Dies hatte zur Folge, dass die jeweiligen tektonischen Ausdeutungen besser als in älteren Kartierungen nachvollzogen und gegebenenfalls korrigiert werden konnten.

Im Zuge der skizzierten aufwändigen Überarbeitung älterer und neuerer Kartenwerke haben sich zahlreiche neue Befunde zum tektonischen Bau der Trierer Bucht ergeben. Die Übersichtskarte der Abb. 5 gibt einen ersten Eindruck davon. Sie ist stark vereinfacht, kleinere Strukturelemente der drei Richtungssysteme sind nicht berücksichtigt worden. Überdies sind zahlreiche Staffelstörungen und Kleinbrüche weggelassen worden.

Die schematisch dargestellten wichtigsten Bruchlinien repräsentieren Spuren von Sockelfugen, die sich in das Deckgebirge durchpausen. Teilweise sind sie in ihrer Kontinuität idealisiert worden. Dies bedeutet, dass lange Einzelabschnitte von (bislang) real auskartierten Störungen (vgl. Abb. 4) zusammengefasst und als durchgehende Linien verzeichnet worden sind.

Die Sprunghöhen der Verwerfungen liegen meist im Bereich mehrerer Zehnermeter. Gelegentlich werden Werte von 100 bis 150 m erreicht. Deutlich höhere Versatzbeträge kommen an der Deimlinger Devonschwelle im unteren Kylltal vor (LICHTENSCHIEDT 1999: maximal 260 m). Große Versätze existieren auch im Südosten, im Umfeld der Wittlicher Rotliegend-Senke. Entlang der Rand- und Staffelstörungen dieser Struktur und ihrer heutigen Fortsetzung, des Grabens von Thionville, können im triassischen Deckgebirge nachgewiesene Versätze von 200 bis 260 m auftreten (LGB & LUWG 2010). Durchgängige Konstruktionen bzw. Kalkulationen sämtlicher Störungsversätze in der Trierer Bucht liegen allerdings bislang nicht vor.

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht

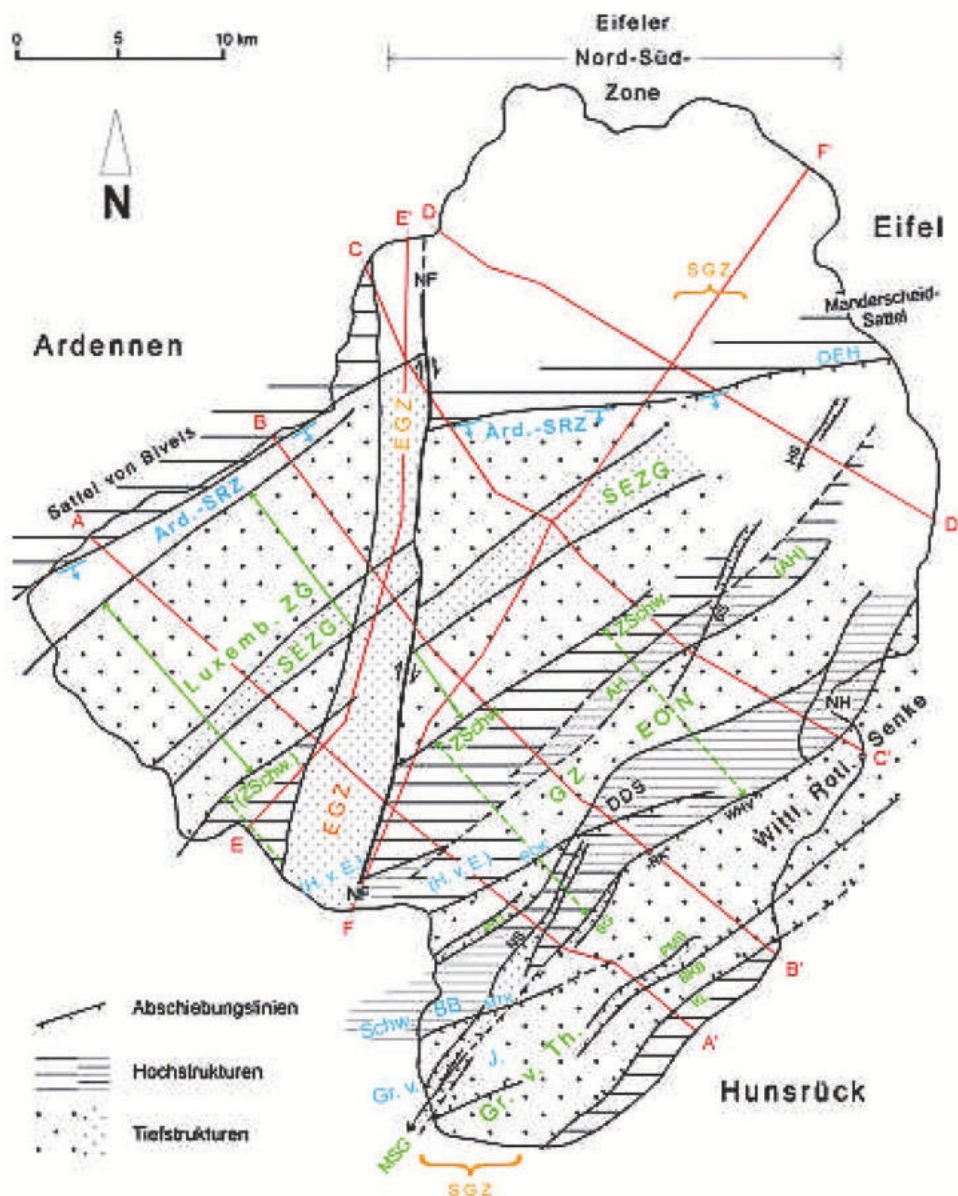


Abb. 5: Stand der strukturellen Erfassung der Trierer Bucht (aus: LGB & LUWG 2010; im Süden und Osten geringfügig aktualisiert; Entwurf: D. DITTRICH, graphische Ausführung: S. KRAFT). Markante tektonische Strukturen des Projektgebietes (schematisch) und die Profilschnitte A–A' bis F–F' von WAGNER & DITTRICH (2010) (Farbmarkierung der drei Richtungssysteme: blau = variszisch, grün = diagonal, orange = rheinisch).

Abkürzungen: NF = „Nimstal-Fuge“ (dextrale Blattverschiebung „dex IV“), SGZ = Saargauer Grabenzone, Ard.-SRZ = Ardennen-Südrandzone, OEH = Störung Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof, EGZ = Echternacher Grabenzone, Luxemb. ZG = Luxemburger Zentralgraben, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, HS = Himmerod-Sprung, ZSchw. = Zentralschwelle, AH = Auwer Hochscholle, BS = Binsfelder Sprung, GZ EON = Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach, H. v. E. = Horst von Echternach, ROK = Störung Rosport–Olk–Kordel-Ost, DDS = Deimlinger Devonschwelle, NH = Naurath-Horst, WG = Wintersdorfer Graben, BG = Butzweilerer Graben, Schw. BB = Schwelle von Blaschette–Born, NS = Neweler Sprung, RK = Ramsteiner Kessel, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, MTK = Störung Metzdorf–Trierweiler–Kahlenberg, Gr. v. J. = Graben von Junglinster, Gr. v. Th. = Graben von Thionville, PMS = Pulvermühle-Sprung, BKB = Störung Balduinstal–Kenn–Bekond, KL = Störung Konz–Longuich, MSG = Mondorfer Schmalgraben.

Bei Versätzen innerhalb von Devon- und (tieferen) Rotliegend-Einheiten können auch ältere, permisch aktive Abschiebungen eine Rolle gespielt haben. Bei einer meso-känozoischen Reaktivierung alter Randstörungen der Wittlicher Grabenstruktur können hohe Versätze im unteren Teil in geringere oder eventuell sogar fehlende Versätze im postvariskischen Deckgebirgsstockwerk übergehen.

3.1. Präzisierung des bisherigen Modells der drei Richtungssysteme

Variszisches Richtungssystem

Die „variszischen“ Bruchlinien des Deckgebirges zeichnen in etwa die WSW-ENE streichenden Strukturen des devonischen Sockels nach. Insofern bilden sie indirekt die „Faser“ des variskisch deformierten Grundgebirges ab, mit seinen Faltenachsen und den dazu parallel streichenden Auf- bzw. Überschiebungen. Allerdings sind es jüngere, postvariskische Bruchlinien. Sie durchsetzen das mesozoische Deckgebirge und gruppieren sich zu relativ einheitlichen Großeinheiten. Damit belegen sie eine gewisse Zerblockung des variskisch konsolidierten Unterlagers.

Das wichtigste Strukturelement des variszischen Richtungssystems ist die Ardennen-Südrandzone. Es ist eine breite Flexurzone, begleitet von zahlreichen Süd-absetzenden Staffelbrüchen. Diese Zone zieht allerdings nicht so „steil“, mit einem Streichen von nur 67° nach Nordosten, wie es noch bei DITTRICH (1989) dargestellt worden war (Abb. 2). Stattdessen läuft sie „flacher“, mit ca. 75 bis 80° auf die lang gestreckte Bruchlinie Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof zu und geht schließlich in die Südflanke des Manderscheid-Sattels über (Abb. 5). Dies zeigten die zwischenzeitlich erstellten, verbesserten Kartenunterlagen der Südeifel. Schon bei DITTRICH et al. (1998) war die Ardennen-Südrandzone neu rekonstruiert und in ihrer korrigierten Streichrichtung abgebildet worden.

Die nächste variszische Struktur nach Süden zu ist der Attert-Graben. Dieser ist gegenüber der zunächst ermittelten Erstreckung in West-Luxemburg längst deutlich weiter nach Osten hin nachgewiesen worden (DITTRICH 2008: Kap. 3.1., 2009: Abb. 18). Dies basierte sowohl auf Anhaltspunkten im heutigen Störungsmuster als auch auf Faziesbefunden im tieferen Mittelkeuper. Im Bereich dieser alt angelegten Senkungsstruktur war im Westen der Trierer Bucht eine auffällig abweichende, stärker marine Fazies durchteuft worden (Kernbohrung Kranzbach/Bollendorf). Ähnliches gilt im Osten der Trierer Bucht. Hier ließ sich für den Unteren Muschelkalk eine lokale Sonderfazies nachweisen. Dies zeigte eine 125,3 m tiefe Kernbohrung beim Dolomit-Steinbruch Sülml (BK 5, TK25-Blatt 6005 Bitburg: R 25 40 655, H 55 31 305). Nach eigenen Kernaufnahmen ist der Muschelsandstein (mu1) dort in einer bisher unbekanntem silt- und feinsandarmen Mergelfazies entwickelt. Selbst der stratigraphische Abschnitt der Werksteinzone (LGB 2005; Kap. 4.2.5) ist nur geringmächtig und wenig prägnant ausgebildet. Anstelle von sehr kompakten Fein- bis Mittelsandsteinen erscheinen nur 2,7 m flasergeschichtete und bioturbate siltige Feinsandsteine. Diese auf etwas größere Wassertiefen hinweisende mu1-Fazies der Bohrung Sülml steht wohl im Zusammenhang mit der alt angelegten Struktur des Attert-Grabens.

Ein variszisch streichendes Lineament in der Südschulter des Attert-Grabens ist die NNW-abschiebende Störung in der Nordwest-Ecke von Blatt 6105 Welschbillig. Es ist die 67°-streichende Bruchlinie Meckel–Wiedenhof. In ihrer streichen-

den Verlängerung existiert ein auffälliger, ebenfalls etwa 67° ausgerichteter Teilabschnitt in einer anderen, Nordost-Südwest-orientierten Störungslinie (Abb. 4).

Am äußeren Ostrand der Trierer Bucht, im Mittelteil von Blatt 6006 Landscheid, bildet sich dann nur noch der Nordrand des Attert-Grabens im heutigen Kartenbild ab. Es ist der mit 69° variszisch streichende Abschnitt der Südabschiebenden Störung nördlich von Niersbach (Abb. 4). Er ergab sich bei einer Einarbeitung von Ergebnissen der Kylltalkarte (NEGENDANK & WAGNER 1988) in die GREBE-Karte. In Abb. 5 ist die sehr lange, aber recht schmale Kleinstruktur des Attert-Grabens zugunsten einer besseren Übersichtlichkeit weggelassen worden.

Das nächste, sich in südlicher Richtung anschließende große Strukturelement des variszischen Richtungssystems ist der Horst von Echternach. Dessen Südrand ist im Kartenbild durch zwei lang gestreckte Bruchlineationen deutlich nachzuvollziehen (Abb. 4). Zum einen ist dies die Bruchlinie Godendorf-Träg-Naurath, südlich davon schließt sich die Bruchlinie Rosport-Olk-Kordel-Ost an (Abb. 5: ROK). Die Streichwerte aller Teilstörungen liegen im Bereich von 63 bis 77° . Die SSE-abschiebende, auf Naurath zulaufende Störung war in der ursprünglichen Darstellung von STETS (2004) mit einer Nordwest- bzw. Westabschiebenden Sockelstörung verbunden worden. Diese Verknüpfung ist in der neuen GK 50 durch eine geringfügige Korrektur des Störungsverlaufs der erstgenannten Abschiebung aufgehoben worden.

Der Nord-Rand des Horsts von Echternach ist im Ostteil der Trierer Bucht weniger deutlich nachzuvollziehen. In der Nordwest-Ecke von Blatt 6106 Schweich, bei Zemmer, zeichnet eine lang gestreckte, Nord-abschiebende, 67 bis 68° -streichende Störung wohl die nördliche Abdachung dieser Hochstruktur nach.

Nordwestlich von Trier existiert ebenfalls eine strukturelle Betonung des variszischen Richtungssystems. Eine lang gezogene 70 bis 71° -streichende Störungslinie lässt dort eine Fortsetzung der alt angelegten Schwelle von Blaschette-Born vermuten (vgl. Abb. 2, 4 und 5). Die tektonische Hochlage bei Born, wo Unterer Muschelkalk und Oberer Buntsandstein im unteren Sauertal zutage treten, ist wohl mit den Buntsandstein-Gebieten bei Lorch im oberen Biewertal zu verbinden. Es ergibt sich ein Streichen von etwa 70° für diese Großstruktur (Abb. 5).

Bei Trier-West ließ sich eine mit 86° , also auffällig „flach“ streichende, nahezu Ost-West-ausgerichtete versatzstarke Störung auskartieren (vgl. NEGENDANK 1983: S. 95). Auch sie steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Süd-Abdachung der alten Hochstruktur von Blaschette-Born.

Die sich südlich anschließende variszische Tiefstruktur ist der Graben von Junglinster. Dieser ließ sich von Mittel-Luxemburg aus noch weiter nach Osten zu verfolgen (Abb. 5). Er reicht bis in die Region von Herresthal. Markiert wird er durch eine etwa 67° -streichende, Nord-abschiebende Bruchlinie, die von Oberbillig bis über Liersberg hinaus zieht (Abb. 4).

Die dargelegten neueren Ergebnisse erlauben es, aktualisierte Angaben zu Streichrichtungswerten zu machen. Vom Mittelteil der Trierer Bucht, wo Werte zwischen 59 und 67° auftreten, „verflacht“ sich dieses Richtungssystem nach Osten hin. Am Ost- und Nordostrand des Deckgebirgsareals treten Streichwerte von 69 bis 79° auf.

Diagonales Richtungssystem

Der Südeifeler Zentralgraben ist ein deutlich abgezeichneter Spezialgraben innerhalb der breiten Senkungszone des Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 5). Beide Tiefstrukturen sind bereits in früheren Publikationen ausführlich behandelt worden (DITTRICH 2008, 2009). Bei der flächenhaften Bohrungsauswertung für das hydrogeologische Trierer Bucht-Projekt (LGB & LUWG 2010) ergab sich ein neuer diagonaler Kleingraben südlich von Bitburg (Abb. 4). Es handelt sich dabei um einen alt angelegten, nachweislich schon triassisch synsedimentär aktiven Spezialgraben entlang der nordwestlichen Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens.

Weiter südöstlich liegt ein markantes, sehr ausgedehntes tektonisches Hochgebiet, die Zentralschwelle. Deren strukturelle Differenzierung in einzelne diagonal streichende Horst- und Grabenzonen hat sich bei der Ausarbeitung mehrerer quer verlaufender Profilschnitte genauer ermitteln lassen (WAGNER & DITTRICH 2010, Abb. 5). Wichtige Teileinheiten sind die Auwer Hochscholle, die Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach und die Deimlinger Devonschwelle. In allen Fällen handelt es sich um Großstrukturen, deren (?permische und) triassische synsedimentäre vertikale Mobilität nachweisbar ist.

Dass die breite mittelluxemburgische Schwellenzone (Luxemburger Zentralschwelle) von einem diagonalen Spezialgraben durchzogen wird, war bereits bei DITTRICH (1989) angedeutet worden. Unter der Bezeichnung Graben von Eschweiler–Edingen wurde diese Spezialstruktur dann von DITTRICH et al. (1998) präzisiert und in deutsches Gebiet hinein verfolgt. Nach jetziger struktureller Kenntnis setzt sie sich noch weit nach Nordosten hin fort, bis auf Blatt 6006 Landscheid. Hier bietet sich daher eine auf deutsches Gebiet bezogene, erweiterte Namensgebung an, nämlich Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach (Abb. 5: GZ EON).

Diese Grabenzone war möglicherweise schon zur Rotliegend-Zeit für die Beckenkonfiguration von Bedeutung (LGB & LUWG 2010). Es ist nämlich nicht so, dass Rotliegend-Sedimente am Südrand des Devonaufbruchs der Deimlingermühle im Kylltal endgültig aussetzen, wie es von WEILER (1972: Profilschnitt der Abb. 4) so eindrucksvoll dargestellt worden war. Bei einer Kartierung im Kylltal bei Daufenbach (LICHTENSCHIEDT 1999; vgl. Abb. 4) erwies sich, dass dem Unterdevon der Deimlingermühle noch mindestens 10 m Rotliegend-Ablagen aufliegen. Deren Auskeilen ist erst weiter nördlich anzunehmen. Jenseits der Deimlinger Devonschwelle, im Norden und Nordosten, existieren weitere Rotliegend-Sedimente. LICHTENSCHIEDT (1999) wertete dies als eine mögliche Rinnenfüllung. Am Nordostrand der Trierer Bucht konnte das endgültige Ausklingen der Rotliegend-Sedimente obertage auskartiert werden. Zunächst wurde es von NEGENDANK & WAGNER (1988) westlich von Bruch fixiert. In erweiterter Form wurde es dann von STETS (2004) zwischen Bruch und Arenrath verzeichnet. Die sich im Norden anschließende Auwer Hochscholle bzw. Schwelle ist frei von Rotliegend-Ablagerungen.

Sicher nachzuweisen ist eine differenzierte Mobilität der genannten diagonal streichenden Schollensegmente dann im Buntsandstein. Sie bildet sich deutlich in den Isopachen-Skizzen von WEILER (1972, 1991) ab. Darin dokumentiert sich die strukturelle Zweigliederung der Luxemburger Zentralschwelle durch die Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach.

Bei der grundlegenden Überarbeitung der rheinland-pfälzischen Trias-Gliederung (LGB 2005) sind die Einheiten des Südeifeler Buntsandsteins stratigraphisch neu eingestuft und teilweise neu benannt worden. Das Vorkommen von Unterem Buntsandstein reicht vom Trierer Raum nach Norden noch etwa bis auf die Höhe von Speicher. Zwischen Bruch und Niederkail sind noch einige Zehner Meter entwickelt (vgl. NEGENDANK & WAGNER 1988). Strukturell entspricht dieser Bereich der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach (Abb. 5). Nur wenige Kilometer nordöstlich, nämlich südwestlich von Karl (bei Großlittgen, Blatt 5906 Manderscheid) liegen erst feingeschichtete Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins dem Devon auf (NEGENDANK 1983, LGB & LUWG 2010). Es ist der Bereich der Auwer Hochscholle bzw. Schwelle. Wahrscheinlich hat in der Untertrias an der nordwestlichen Randstörung der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach eine schwache synsedimentäre Relativbewegung stattgefunden. In den Kylltalkarten von NEGENDANK & WAGNER (1988) bildet sich diese alt angelegte Schwelle bei Arenrath und Niederkail in der Existenz einer „smn“-Sonderfazies des „sm1“ ab oder aber in einem völligen Ausfall des „sm1“, welcher heute dem Unteren Buntsandstein zugerechnet wird. Eine exaktere Auskartierung der dortigen faziellen und stratigraphischen Gegebenheiten steht allerdings noch aus.

Die heute von Bruchstrukturen abgegrenzte Auwer Hochscholle fungierte im Nordosten also als paläogeographische Schwelle. Im Südosten, im Kylltal, ermittelte KREMB-WAGNER (1988) mehrere Hinweise auf eine synsedimentäre Mobilität der südlichen Randverwerfung dieser Hochscholle während des gesamten Buntsandsteins. Eine Mächtigkeitsreduktion auf dieser diagonal streichenden Schwelle ist noch bis in den Mittleren Muschelkalk (mm) nachzuweisen. Im Profilschnitt B–B' bei LGB & LUWG (2010; Abb. 5) ergab sich dort ein mm-Mächtigkeitsminimum von nur 40 m. Beiderseits der Schwelle, insbesondere nach Nordwesten hin, zeigt sich eine rasche Zunahme der mm-Mächtigkeit. Die entsprechende Hochstruktur westlich Idesheim ergab sich bei der Kompilation der alten Geologischen Karte von GREBE (1891) mit den Darstellungen von NEGENDANK & WAGNER (1988). Die Trierer Diplomkartierung KREMB-WAGNER (1988) hatte dort eine deutliche Abweichung zur alten preußischen GK 25 aufgezeigt. Die auffällige Hochlage ist belegt durch einen sehr hoch liegenden Ausbiss von Linguladolomit (mm2), welcher üblicherweise lithofaziell gut identifizierbar ist. Nach KREMB-WAGNER (1988: S. 129f) ist sogar noch eine bis ins Quartär reichende tektonische Aktivität der Auwer Hochscholle anzunehmen.

Die Deimlinger Devonschwelle im Südwest-Teil der Zentralschwelle ist eine hochkomplexe Struktur (Abb. 5). Insgesamt handelt es sich um eine ausgedehnte Hochstruktur, die sich vom Untersauer-Gebiet bei Born im Südwesten über Kordel bis zum devonischen Naurath-Horst im Nordosten erstreckt. Ihre synsedimentäre Aktivität im Buntsandstein ist vielfach erwiesen (WEILER 1972, 1991, LICHTENSCHIEDT 1999). Auch an ihrem Nordost-Ende, am Naurath-Horst, existieren dementsprechende Belege. SCHRADER (1990) konnte durch eine detaillierte Parallelisierung von Buntsandstein-Profilen einen so genannten Gladbacher Trog nordwestlich einer Naurather Schwelle von einem stärker subsidenten Wittlicher Trog im Südosten unterscheiden.

Der Wittlicher Trog entspricht hier dem alt angelegten Senkungsfeld der Wittlicher Rotliegend-Senke. Gegen den Naurath-Horst wird es durch die Wittlicher

Hauptverwerfung abgegrenzt (Abb. 5). Es ist dies eine sehr alte, schon permisch aktive Bruchstruktur.

Änderungen im kartierten Verlauf der Wittlicher Hauptverwerfung ergaben sich zwischen der Südspitze des Naurath-Horstes und dem unteren Kylltal. Dort ist gegenüber der GK 50 von STETS (2004) eine wesentliche Korrektur vorgenommen worden. Am nördlichen Zoonenberg zwischen Schweich und Kordel war eine Süd-abschiebende Störung aus der GK 100 von NEGENDANK & WAGNER (1988) in die Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke übernommen worden. Deren Versatzrichtung war jedoch irrtümlich gegensätzlich, nach Nordwesten gerichtet eingetragen worden (vgl. auch Strukturkarten-Beilage bei STETS 2004). In der neueren GK 50 ist sie ihrem korrekten Verwerfungssinn gemäß eingepasst worden (LGB & LUWG 2010). Nun ist sie nicht mehr eine Fortsetzung der Nordwest-abschiebenden diagonalen Störung südwestlich von Naurath. Vielmehr verlängert sie die ENE-WSW streichende südwärtige Abschiebung an der Südspitze des Naurath-Horsts (Abb. 4).

Im Gesamtbild entsteht dadurch ein großer Störungsbogen vom Südrand des Naurath-Horsts bis ins Kylltal südlich von Kordel. Weiter zieht er in Richtung Butzweiler und Aach. Wie neue Bohrungsauswertungen im Bereich des „Ramsteiner Kessels“ (Abb. 5) zeigten, handelt es sich um die alt angelegte Wittlicher Hauptverwerfung am Nordwestrand der Wittlicher Rotliegend-Senke. Dies ist auch im Profilschnitt B–B' bei WAGNER & DITTRICH (2010) erkennbar. Die im Sockel angelegte Randstörung der Senke liegt somit nördlicher als es von STETS (2004) im Profilschnitt L–M dargestellt ist. Da Untergrunddaten fehlten, war damals noch eine andere Störungslinie im Buntsandstein-Gebiet – diejenige südlich des Zoonenberges – als Fortsetzung der Wittlicher Hauptverwerfung interpretiert worden (J. STETS, mündl. Mitt.). Die in diesem Profilschnitt L–M verzeichnete rapide Abnahme der Rotliegend-Mächtigkeiten im Untergrund ist somit erst weiter nördlich anzunehmen. Die südlichere Störung hingegen, mit ihrem vergleichsweise geringen Versatz, begrenzt lediglich einen Spezialgraben am Südrand des Naurath-Horsts.

Südwestlich von Neuhaus klingt die Wittlicher Hauptverwerfung aus. Dies könnte eventuell damit in Zusammenhang stehen, dass dort Schichtenfolgen von höherem Muschelkalk und Keuper anstehen. Möglicherweise ist die Vertikalbewegung dieser Sockelstörung an ihrem Südwest-Ende nach dem Buntsandstein oder dem mittleren Muschelkalk zum Stillstand gekommen. Es kann aber auch sein, dass bei einer späteren genaueren Kartierung eine Fortsetzung ermittelt werden wird. Der tektonische Wissensstand ist in dieser noch wenig bearbeiteten Region sehr gering. Das generell nach Nordwesten, zur zentralen Senkungsachse der Trierer Bucht hin orientierte Gebirgseinfallen kann auch zur Maskierung dieser gegensinnigen Bruchstruktur in der bisher erfassten Geologischen Karte beigetragen haben.

Möglicherweise findet die Wittlicher Hauptverwerfung ihre Fortsetzung in einer schmalen Grabenstruktur, die durch das unmittelbare Mündungsgebiet der Sauer bei Wasserbillig zieht (Abb. 4 und 5). Das Verbindungsstück zwischen der Störung von Neuhaus und diesem Schmalgraben bei Wasserbillig ist derzeit (noch) unbewiesen. Andere Bruchrichtungen dominieren dort. Der Schmalgraben zieht von Südwesten kommend bis an die Trasse der Autobahn A 64.

Dort kompliziert sich das tektonische Bild, eine Überprägung durch jüngere horizontaltektonische Bewegungsakte ist anzunehmen (Kap. 4.2.7. und 4.3.). Von Wasserbillig aus setzt sich dann ein lang gestrecktes Schmalgraben-Lineament bis nach Südost-Luxemburg fort. Es ist wohl als Fortsetzung des Butzweilerer Grabens zu werten (Abb. 5). Bei DITTRICH (1989) ist diese lang gestreckte Grabenzone als Mondorfer Schmalgraben bezeichnet worden. Sie markiert den Nordwestrand des relativ breiten Grabens von Thionville (Abb. 2 und 5). Nach seiner Dimension, Lage und Ausrichtung bildet dieser Großgraben wohl eine strukturelle Fortsetzung der Wittlicher Rotliegend-Senke. Ob diese Fortsetzung schon im Rotliegend vorhanden und senkungsaktiv war oder ob sie erst im Verlauf des Mesozoikums nachgebrochen und synsedimentär nachgezeichnet worden ist, muss derzeit offen bleiben (DITTRICH in Vorb. d).

Der Mondorfer Schmalgraben als Nordwestrand des für seine synsedimentäre Aktivität bekannten Grabens von Thionville – mehr dazu in Teil II – ist strukturell zweifellos dem alt angelegten diagonalen Richtungssystem zuzuordnen. In Abb. 5 muss er dementsprechend durch eine Grünfärbung gekennzeichnet sein. Dies ist in der neueren Version dieser Abbildung gegenüber LGB & LUWG (2010) nachgebessert worden.

Der angebliche Rotliegend-Aufbruch im Balduinstal in Trier-West auf der GK 10 der Umgebung von Trier (DEGEN et al. 1981) hat sich bei Kontrollbegehungen nicht bestätigen lassen. NEGENDANK (1983) hatte ihn im Rahmen der empfohlenen Exkursionsrouten 12.4 und 12.5 kurz beschrieben. Rotliegend-Gesteine treten dort allerdings nicht zutage (STETS 2006). Nach eigenen Ergebnissen gehören die im Tal ausstreichenden fahl-violettbraunen oder -roten, wenig verbandsfesten sandigen Abfolgen mit relativ dunklen, teilweise sehr dicht gepackten, schlecht sortierten Konglomeraten nicht zur Hochscholle im Osten, sondern zur westlichen Tiefscholle (LGB & LUWG 2010). Die Gesteinsserien sind der sonst nur selten oberflächlich anstehenden und daher aus Tages-Aufschlüssen wenig bekannten Abfolge des höheren Mittleren Buntsandsteins zuzuordnen (Obere Konglomeratregion, LGB 2005). Typisch für diese Abfolge sind auch die sehr groben, bis 15 cm langen Quarzitzerölle. Die Obere Konglomeratregion ist hier wohl knapp 60 m mächtig. Im Gebiet zwischen Aach und Trier hatten sich dafür Maximalwerte von 65 bis 70 m ermitteln lassen, auf der Grundlage von Bohr- und Profilschnitt-Ergebnissen (LGB & LUWG 2010). Die dortige Störung, die weiter östlich verläuft als von DEGEN et al. (1981) verzeichnet, versetzt tieferen Unteren Buntsandstein gegen höheren Mittleren Buntsandstein. Auch für die tieferen Abschnitte des Mittleren Buntsandsteins sind höhere Mächtigkeitswerte anzunehmen als sie noch von DEGEN et al. (1981) und NEGENDANK (1983) veranschlagt wurden. Die Sprunghöhe der Nordwest-absetzenden Abschiebung im Balduinstal kann deshalb etwas größer sein als die von NEGENDANK kalkulierten 200 bis 220 m. Der genaue Versatz ist abhängig von der derzeit noch nicht revidierten Einstufung des exakten stratigraphischen Niveaus auf der Hochscholle im Osten.

Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine der Hunsrück-Randstörung (Störung Konz–Longuich, Abb. 5) parallel verlaufende Staffelstörung im südöstlichen Randbereich des Grabens von Thionville. Nach Nordosten hin ist sie in der neuen GK 50 noch weit über den Darstellungsbereich der GK 10 von DEGEN et al. (1981) hinaus verlängert dargestellt worden. Wahrscheinlich handelt es sich

um die Fortsetzung der ebenfalls sehr versatzstarken Störung Schweich–Bekond. Diese versetzt Devon (Oberems) gegen die permische Altrich-Formation (STETS 2004). Das hier angenommene Verbindungsstück zwischen diesen Nordwest-abschiebenden Großstörungen bei Trier-West und bei Schweich ist heute unter dem Mosel-Quartär verborgen.

Am Nordhang des Balduinstal war diese Abschiebung erschlossen. NEGENDANK (1983: S. 95) gab dort ein Streichen von 35° und ein 60° -Einfallen der Störungsfläche nach Nordwesten an. Im Bereich des Balduinstal biegt die Störungslinie in die Nord-Süd-Richtung um. Dies ist wohl einer sekundären Überprägung durch junge Hebungsbewegungen im Osten und im Nordosten zuzuschreiben (Kap. 3.2.). Andererseits zeigt sich im Aufschluss 1 der schon genannten Exkursionsrouten 12.4 und 12.5 bei DEGEN et al. (1981) und NEGENDANK (1983) ein Schichteinfallen nach Nordwesten. Wahrscheinlich existiert dort eine Flexur in der ursprünglichen Verlängerung der diagonalen Abschiebung (vgl. auch Kap. 3.2.). Die wenig weiter südwestlich einsetzende Nordwest-abschiebende Störung westlich von Euren (Abb. 4) stellt wohl eine primäre Fortsetzung der Großstörung und somit ihren südwestlichsten Ausläufer dar.

Die neue, insgesamt etwa 22 km lange Nordwest-abschiebende Großstörung zwischen Bekond und Trier-Euren wird streckenweise flankiert von einer Südost-absetzenden Parallelstörung. Diese ist bereits von DEGEN et al. (1981) auskartiert worden. Nach der Pulvermühle im Biewertal ist sie inzwischen als Pulvermühle-Sprung benannt worden (Abb. 5). Im Kartenbild ergibt sich so ein diagonaler Spezialgraben, der von rheinischen Kleinstörungen weiter kompliziert wird. Westlich von Trier wird der Nordwestrand dieser Spezialstruktur durch zahlreiche diagonal streichende Staffelbrüche geprägt. Auffälligerweise sind sie gegenständig zur starken Nordwest-Abdachung der südöstlichen Trierer Bucht gerichtet (vgl. DEGEN et al. 1981: Profilschnitt G–H). Wahrscheinlich zeichnen sie eine alte Spezialgrabenstruktur innerhalb des Grabens von Thionville nach.

Das Gebiet zwischen Pfalzel und Bekond, wo großflächig sowohl die Ürzig-Formation des Rotliegend als auch Oberems-Gesteine zutage treten, repräsentiert den südöstlichen Randstreifen des Grabens von Thionville (vgl. auch Profilschnitt L–M bei STETS 2004). Auf der Höhe der Trierer Innenstadt ist es exakt dieser Randstreifen, der die Breite des Moseltales tektonisch vorbestimmte („Trierer Talweite“).

Aktualisierte Angaben zur flächenhaften Verteilung der Richtungswerte folgen. Im Nordwesten des Untersuchungsgebietes, im Westteil der Blätter 6005 Bitburg und 6105 Welschbillig, treten Werte zwischen 48 und 56° auf. Der relativ „steile“ 42° -Wert am Schmalgraben von Bitburg ist wohl dem Einfluss der dextralen Blattverschiebungen im Umfeld der „Nimstal-Fuge“ zuzuschreiben (vgl. DITTRICH 2009). Im mittleren Gebietsteil dominieren Werte zwischen 42 und 54° . Die kleineren Zahlenwerte im äußersten Nordosten – sie liegen zwischen 36 und 41° – basieren auf wenig fundierten geologischen Kartenwerken. Möglicherweise werden sie später zu korrigieren sein. Im Südosten der Trierer Bucht ist das alt angelegte diagonale Richtungssystem bogenförmig ausgebildet. Bestimmt wird es durch die Wittlicher Hauptverwerfung und die Randstörung des Hunsrücks. Unmittelbar nordwestlich der Trierer Innenstadt liegen die Werte bei 44 bis 50° . Südwestlich davon treten kleinräumig „steilere“ Richtungen

auf (26-43°), die dann erneut in eine 50°-Richtung einschwenken. Rotationen durch kompressive Einwirkungen und Verstellungen durch mehrere Blattverschiebungen sind anzunehmen (Teil III). Im Nahbereich der Wittlicher Rotliegend-Senke im Osten treten diagonale Richtungswerte zwischen 45 und 59° auf.

Rheinisches Richtungssystem

Das rheinische Richtungssystem wird maßgeblich durch zwei große Grabenstrukturen bestimmt (Abb. 2). Im Westen verläuft die Echternacher Grabenzone (DITTRICH 2008, 2009), im hier beschriebenen Ostteil der Trierer Bucht liegt die Saargauer Grabenzone. Diese ist allerdings im heutigen Kartenbild wesentlich undeutlicher zu erkennen. In Abb. 5 ist sie deshalb in ihrem Verlauf nur vage angedeutet worden. Alt angelegte rheinische Bruchstrukturen sind nämlich in der östlichen Südeifel nur noch schwer zu identifizieren. Sie sind durch mehrere tektonische Bewegungsakte überprägt und dadurch nahezu unkenntlich gemacht worden. Dies geschah nicht nur durch mehrere – mindestens zwei – nacheinander folgende horizontaltektonische Deformationsphasen. Auch und vor allem die junge Anhebung der Osteifel und der Ardennen ist dabei bedeutsam gewesen (vgl. DITTRICH 2009).

Im Süden des Untersuchungsgebietes, auf Blatt 6205 Trier, haben sich gegenüber der GK 25 von GREBE (1888) zahlreiche tektonische Neuerungen ergeben. Das dortige Störungsmuster in der neuen GK 50 ist stark verändert (Kap. 4.3.). Dies betrifft auch die früher auskartierten zwei großen Gräben mit Mittelkeuper-Erhaltung, die das Blattgebiet in NNE-SSW-Richtung durchzogen. In den Geologischen Übersichtskarten von WAGNER et al. (1983) und ZITZMANN & GRÜNIG (1987) sind sie ebenfalls dargestellt worden. Für die neue GK 50 konnte sie in dieser Form nicht aufrecht erhalten werden. Bei einer mehrtägigen Kontrollkartierung ist ihre Ausprägung (DITTRICH 2006 + 2009) modifiziert worden. Die Mittelkeuper-Verbreitung ist weitaus geringer und die Begrenzungsstörungen der östlichen Grabenstruktur verlaufen nicht „steil“ nach NNE-SSW, sondern eher nach Nordosten. Auch ist das dortige Strukturbild weitaus komplexer. Es erweist sich nun, dass keine strukturelle Zugehörigkeit zum rheinischen Richtungssystem besteht. Basierend auf den älteren Kartenwerken waren mehrere dieser Bruchlinien von DITTRICH (1989: Tafel 1) noch als rheinische Strukturelemente gewertet worden. So war auch die vergleichsweise „flache“, also vom Zahlenwert her hohe Richtungsangabe entstanden, die sich auf rheinische Strukturen im Trierer Raum bezog (15-25°). Dementsprechend ist auch die regional begrenzte Schrägstellungszone innerhalb des rheinischen Richtungssystems, wie sie von DITTRICH (1989; Abb. 2) beschrieben wurde, graduell zu berichtigen. Die auffällig NNE-SSW streichenden Bruchlinien im Raum Trier–Echternach sind einem anderen Richtungssystem zuzuordnen (Kap. 3.2.), ein genetischer Zusammenhang dieser Störungen mit den im Sockel vorgezeichneten Strukturen der Eifeler Nord-Süd-Zone besteht nicht.

Die Identifikation von alt angelegten rheinischen Bruchstrukturen stößt noch auf eine weitere Schwierigkeit. West-abschiebende Nord-Süd-Bruchlinien am Ostrand der Trierer Bucht sind oftmals bloß junge Nachbrüche, die erst im Zuge der känozoischen Anhebung entstanden sind. Auch diese Abschiebungslinien,

die die Form des jungen Hebungsgebietes nachzeichnen (vgl. DITTRICH 2008, 2009), müssen vom eigentlichen rheinischen Richtungssystem separiert werden.

Übrig bleiben nur wenige Bruchlinien, die die rheinische Saargauer Grabenzone abbilden könnten.

Die Westschulter der Saargauer Grabenzone ist möglicherweise im Arbeitsgebiet von JANTOS (1999), bei Wintersdorf–Ralingen–Mühlendorf, erkennbar. Dort hat sich eine kleinere Grabenstruktur ausgebildet, morphologisch und hydrographisch markiert durch die Sauerschleife bei Ralingen (Abb. 4). Es könnte sich um eine Spezialstruktur handeln, die sich oberhalb einer markanten rheinischen Sockelfuge am Rande der Grabenzone gebildet hat. Allerdings sind die Randstörungen des Kleingrabens teilweise eher „flach“, also nach Nordost-Südwest tendierend ausgerichtet. Es besteht daher auch die Möglichkeit, dass es sich dabei ganz oder teilweise um genetisch anders einzustufende Richtungselemente handelt (Kap. 3.2.).

Weiter im Norden sind keine weiteren Hinweise auf den Westrand der Saargauer Grabenzone mehr aufzufinden. Die überprägende Abbiegung und Abschiebungstendenz nach Westen, zum Senkentiefsten der Trierer Bucht hin, hat dort wohl ältere und im Sockel nach wie vor angelegte Ost-abschiebende Bruchlinien inaktiviert und dadurch unkenntlich gemacht.

Die wechselnd breit ausgeprägte Ostschulter der Saargauer Grabenzone wird durch einige Nord-Süd bis NNE-SSW streichende, nach Westen hin abschiebende Brüche nachgezeichnet. Manchmal sind es auch längere Teilstrecken von weiter durchhaltenden Störungslinien. Sie befinden sich südlich und westlich von Herresthal (Blatt 6205 Trier) und zwischen Newel und Lorich (Grenzbereich der Blätter Trier und 6105 Welschbillig).

Auch die Nord-Süd ausgerichtete Kleinscholle am Südostrand des Kartiergebietes von LICHTENSCHIEDT (1999), am mittleren Ostrand von Blatt 6105 Welschbillig (Abb. 4), ist bezeichnend. Es handelt sich wohl um einen Schmalgraben über einer großen Randstörung in der Ost-Schulter der Saargauer Grabenzone. Gemeinsam damit treten im Arbeitsgebiet von LICHTENSCHIEDT – auch noch im Westteil – rheinische Kluftmaxima auf. Einer der tektonischen Ursachen für den auffälligen Devonaufbruch der Deimlingermühle war denn wohl auch seine Position im Bereich der östlichen Grabenschulter der rheinischen Saargauer Grabenzone. Andere Ursachen mögen hinzugekommen sein (Teil III).

Ein weiteres mögliches Anzeichen für den Ostrand der Saargauer Grabenzone ist die lang gestreckte Nord-Süd-Bruchlinie östlich des Salmtales, im Grenzbereich der Blätter 5806 Daun und 5906 Manderscheid (Abb. 4). Diese ist bei LGB & LUWG (2010) als vermutete Störung eingetragen worden. Unstimmigkeiten in der Manuskriptkarte von GREBE (unveröff.) hatten darauf hingedeutet. Bei DITTRICH (2009: Abb. 25) war diese Nord-Süd-Störung zunächst noch als junger Nachbruch klassifiziert worden. Nach neueren Befunden ist diese Deutung in Frage zu stellen. Zum einen deuten Bohrprotokolle auf ein akzentuiertes Vorkommen von Konglomerat entlang einer rheinisch streichenden Senkungszone. Es handelt sich um das nicht überall so prägnant entwickelte Kieselkonglomerat im Mittleren Buntsandstein (LGB 2005, vgl. auch DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Eine andere Überlegung dazu betrifft die von MEYER & STETS (2002, 2007) ermittelte Form des Quartär-zeitlichen Hebungsgebietes. Da dieses im Norden

der Trierer Bucht allmählich in die Ost-West-Richtung umschwenkt (siehe auch Abb. 5 in DITTRICH 2008), sind im äußersten Nordosten der Trierer Bucht keine lang gestreckten Nord-Süd-orientierten jungen Nachbrüche mehr zu erwarten. Stattdessen kann es sich um die alt angelegte Randstörung der im Sockel vorgezeichneten Saargauer Grabenzone handeln.

Zwei kürzere Nord-Süd-Brüche in der Südwest-Ecke von Blatt 5906 Manderscheid könnten ebenfalls die östliche Randschulter der Grabenzone abbilden.

Von DITTRICH (2009) war bereits eine Fortsetzung des Senkungszentrums der Saargauer Grabenzone durch die Arbeitsgebiete von OEHMS (2006) und MÜLLER (2006) hindurch bis in die Region von Dudeldorf als wahrscheinlich bewertet worden. Von dort aus könnte eine etwas geschwungene Verbindungslinie bis zur Salmthal-Region im Norden existieren. Allerdings ist der geologische und damit auch der tektonische Kenntnisstand im äußeren Norden und Nordosten der Trierer Bucht noch relativ niedrig.

Wegen der unklaren Datenlage sind für das rheinische Richtungssystem nur wenige und nicht sehr verlässliche Angaben zu Streichrichtungen möglich. Die Brüche laufen jedoch deutlich „steiler“, also stärker Nord-tendierend als 15 bis 25°, die Werte, die früher angenommen worden waren (Kap. 3.2.). Die Streichwerte liegen generell sehr nah an der Nord-Süd-Richtung, sie schwanken zwischen 0 und 10°, selten werden 15° erreicht.

Eine Besonderheit sind die rheinisch streichenden Störungen am Moselufer in Trier-Pallien (Kap. 4.2.6.). Sie sind dicht geschart und schieben vorwiegend nach Osten hin ab. Es ist unwahrscheinlich, dass sie etwas mit den Bruchstrukturen der alt angelegten, wesentlich weiter westlich anzusiedelnden rheinischen Saargauer Grabenzone zu tun haben. Eher sind sie in einen genetischen Kontext mit der Wittlicher Rotliegend-Senke im Osten zu stellen (Teil III).

Nordwest-Südost-Richtung

Die Existenz von Nordwest-Südost (herzynisch) streichenden Störungslinien ist bereits von DITTRICH (2008) und LGB & LUWG (2010) dargelegt worden. Danach treten sie am Westrand der Trierer Bucht auf, im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet bei Wallendorf und bei Olsdorf. Bei diesen nach Südwesten hin abschiebenden Querbrüchen handelt es sich um konjugierte Brüche des diagonalen Richtungssystems.

Bei einer großregionalen photogeologischen Auswertung von Satelliten- und Luftbildern (BERNERS 1985) hatte sich diese Nordwest-Südost-Richtung als derzeit dritthäufigste Hauptrichtung erwiesen. Die Aktivierung dieser herzynisch streichenden Bruchstrukturen geschah nachweislich erst in der jüngeren Erdgeschichte. Sie stand und steht im Zusammenhang mit der starken relativen Absenkung des Pariser Beckens gegenüber den Ardennen und der Osteifel (DITTRICH 2009).

WAGNER (1996: S. 138) hatte diese junge Nordwest-Südost-Störungsrichtung ebenfalls erwähnt. Diese sei vornehmlich aus nördlichen und nordöstlichen Nachbargebieten der Trierer Bucht bekannt. Wegen des heute wirksamen Spannungsfeldes mit Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung seien sie mechanisch zu erwarten. Aufgrund der damaligen geologischen Kartengrundlagen (WAGNER et al. 1983, NEGENDANK & WAGNER 1988) vermerkte er, dass diese innerhalb

der „Trier-Bitburger Mulde“ nur selten als Störungsrichtung auszumachen sei. Konkret genannt wurden solche Störungen aus dem Bereich des Arenrather Beckens (= Ar. B. in Abb. 8, Kap. 4.1.). Bei der hier vorgelegten Kartenkompilation sind solche herzynisch streichenden Störungen bei Arenrath nicht ohne weiteres nachvollziehbar gewesen und daher nicht übernommen worden. Detailliertere Neukartierungen sind abzuwarten.

Eine nachweisbare Nordwest-Südost-Störung existiert im Moseltal bei Ehrang. Bei einem nordostwärts gerichteten Versatz von maximal etwa 6 m äußert sie sich durch mächtigere Quartärsedimente (Niederterrasse) auf der Tiefscholle (LGB & LUWG 2010). Insofern ist von einer sehr jungen synsedimentären Mobilität dieses Querbruchs auszugehen. Eine südwestwärts abschiebende Parallelstörung im Nordosten bei Kenn war schon bei STETS (2004) auskartiert worden. Wegen eines noch anzunehmenden auslaufenden Versatzes ist diese in der neueren GK 50 verlängert worden. Möglicherweise ist diese ältere Störung (Kap. 4.3.) wegen ihrer günstigen Raumlage in neuerer Zeit reaktiviert worden. An dieser Querstörung muss die dort verlaufende prä-existierende diagonal streichende Randstörung der Wittlicher Rotliegend-Senke versetzt worden sein.

Auch auf dem südwestlichen Blatt 5906 Manderscheid existiert eine längere Nordwest-Südost streichende Störungslinie. Sie liegt bei Oberkail, am Südflügel des Manderscheid-Sattels. Als „diagonal-konjugierter“ Ausgleichsbruch ist sie zwischen einer Diagonalstörung und einer dort neu einsetzenden, lang gezogenen variszischen Störung entstanden. Es entsteht generell der Eindruck, dass sich die herzynischen Querbrüche bevorzugt in den äußeren Randbereichen der Trierer Bucht herausgebildet haben, und zwar im Umfeld großer, alt angelegter Hochstrukturen des Grundgebirges.

3.2. Ein zusätzliches Richtungssystem

Konzentriert man die strukturelle Auswertung vornehmlich auf luxemburgische Gebiete (vgl. DITTRICH 1989; Abb. 2), so ergibt sich der Eindruck, dass die diagonalen Richtungselemente nach Nordosten hin zusammenlaufen und sich dort zunehmend bündeln. Nun, da auch im deutschen Südeifel-Bereich verbesserte Kartenunterlagen existieren, relativiert sich dieser Befund. Wesentlich dafür war die tektonische Revision der Blätter 6205 Trier, 6105 Welschbillig, 6005 Bitburg und 6006 Landscheid (Abb. 4). Im neu erfassten Störungsmuster dieser Gebiete zeigt sich folgendes. Eine „steilere“, eher SSW-NNE-streichende und eine „flachere“, Südwest-Nordost streichende Richtung kreuzen sich. Auf dem östlichen Blatt Bitburg und auf Blatt Landscheid divergieren sie dann wieder. Offenbar handelt es sich um zwei verschiedene, sich räumlich überlagernde Strukturrichtungen.

So wird beispielsweise die alt angelegte diagonale Auwer Hochscholle bzw. Auwer Schwelle, ihrerseits 45 bis 50° verlaufend, an ihrem Westende von einer „steileren“ 33°-streichenden Störung abgeschnitten (Abb. 5 und 6).

In Abb. 6 werden beide Richtungssysteme farblich unterschieden. Diese Differenzierung zweier unterschiedlicher Richtungssysteme sollte sich auch in einer begrifflichen Unterscheidung niederschlagen. Im Unterschied zum weiterhin gültigen, eingeführten diagonalen Richtungssystem mit den in Abb. 5 ausgewiesenen Großstrukturen soll die stärker Nord-Süd-tendierende neue Richtung hier

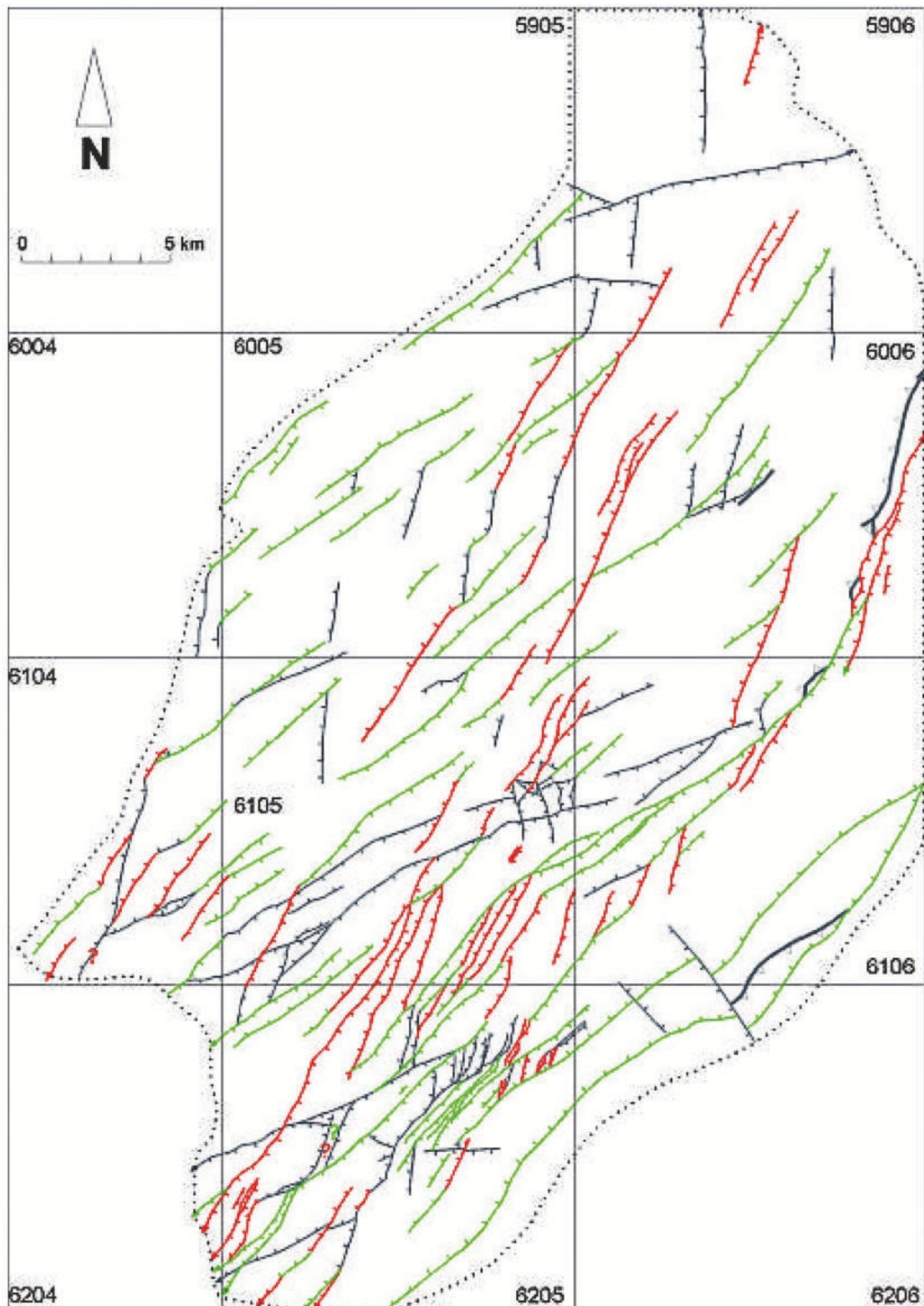


Abb. 6: Überlagerung von alt angelegten diagonal streichenden (grün) und von „steiler“ streichenden 20-30° -Richtungselementen (rot). Die Topographie entspricht der von Abb. 4.

vorläufig nur als „20-30°-Richtung“ bezeichnet werden. Eine bessere, genetisch fundierte Benennung kann erst in Teil III dieser Publikation versucht werden.

Auffällig ist, dass sich die „schräge“ NNE-SSW-Richtung auf den Ostteil der Trierer Bucht und somit auf das weitere Umfeld der Wittlicher-Rotliegend-Senke konzentriert. Auch die 20°-streichende Westgrenze des Naurath-Horstes und weite Abschnitte der Wittlicher Hauptverwerfung folgen dieser Richtung (Abb. 3). Es könnte sich also um eine ererbte strukturelle Vorzeichnung im devonisch-permischen Sockel handeln, die später reaktiviert und in das triassische Deckgebirge durchgepaust worden ist. STETS (1990, 2004) brachte Brüche in 20 bis 30°-Richtung bei Wittlich in einen genetischen Zusammenhang mit der bedeutenden permischen Scherungsbeanspruchung, die auch zur Öffnung und Absenkung der Wittlicher Rotliegend-Senke geführt hat (Kap. 2.).

Interessant in diesem Kontext ist auch die lang gestreckte Plein-Überschiebung im devonischen Grundgebirge des Naurath-Horstes (STETS 2004). Sie verläuft maßgeblich in NNE-SSW-Richtung (Abb. 3 und 4). Ihre Störungsfläche fällt steil (60-80°) nach WNW hin ein. Neben einer erheblichen vertikalen Bewegungskomponente besitzt sie auch eine horizontale mit sinistralen Verschiebungssinn. Die östliche Scholle dieser Schrägaufschiebung ist nach Norden bewegt worden (STETS 2004). Von ihrer Altersstellung her ist diese Großstörung als spät-variskisch zu bewerten, da sie einerseits nach der zweiten Schieferung und andererseits noch vor den sinistralen permischen Scherungsbewegungen in der Wittlich-Region entstanden ist (frdl. schriftl. Mitt. Prof. STETS/Bonn, vgl. auch KÖLSCHBACH 1986). Eine Vorzeichnung dieser NNE-SSW-Richtung im Sockel ist wahrscheinlich.

Andererseits existiert eine NNE-SSW-Bruchrichtung nicht nur im Umfeld der Wittlicher Rotliegend-Senke, sondern auch in anderen Nachbargebieten, wie etwa in weiten Bereichen des östlichen Pfälzerwaldes, des Oberrheingrabens und der Hessischen Senke. Die im dortigen Gebiet definierte rheinische NNE-SSW-Richtung variiert in ihrem Streichen von nahezu Nord-Süd-verlaufenden Richtungen bis hin zur 30°-Richtung. Bei der hier diskutierten 20-30°-Bruchrichtung könnte es sich also auch um ein Strukturelement handeln, dessen Betonung maßgeblich durch die großregionale Deformation des Alpenvorlandes entstand. Eine alpidische Reaktivierung von älteren Sockelstrukturen ist dabei möglich.

Eine Auswertung von Satelliten-Bildern der Trier-Luxemburger Bucht mit ihren Randregionen ist von BERNERS (1985) vorgelegt worden. Dabei ermittelte er gehäufte Richtungen von Photolineationen. Nach der Nordost-Südwest-Richtung, der Nord-Süd- und der Nordwest-Südost-Richtung erwies sich die hier diskutierte NNE-SSW-Richtung als die vierthäufigste. Dafür angegeben wurde eine 20-30°-Spannweite. Diese Häufung und dieser Zahlenwert entsprechen den hier dargelegten Gegebenheiten bei konkret kartierbaren Störungslinien.

In Südost-Luxemburg beispielsweise repräsentiert der lang gestreckte Südteil des Schmalgrabens von Canach eine auffällige Richtungsabnormität (Abb. 2). Es ist eine im Kartenbild sehr deutlich erkennbare Struktur (Teil II). Mit etwa 27° streicht dieser Schmalgraben deutlich schräg zu den umgebenden, nachweislich schon im Keuper synsedimentär aktiven Diagonalelementen, wie etwa der Luxemburger Zentralschwelle oder dem Graben von Thionville. Bei DITTRICH (1989)

war sie unter Vorbehalt noch dem diagonalen Richtungssystem zugeordnet worden.

Ein vergleichbares tektonisches Phänomen existiert auch im Osten der Trierer Bucht. Es sind NNE-SSW streichende schmale Gräben, die etwa linienhaft aufgereiht sind (Abb. 5). Begrenzt werden sie von mehr oder weniger versatzstarken und weit durchhaltenden Randstörungen. Zu nennen sind der Neweler Sprung im Süden (Profilschnitt A–A' von WAGNER & DITTRICH 2010: 174 m Versatz) und der Binsfelder Sprung im Norden (Profilschnitt C–C': 63 m Versatz). Allerdings ist der Kenntnisstand dieser Schmalgraben-Strukturen noch sehr gering. Eine detaillierte Auskartierung und strukturelle Untersuchung steht noch aus. Nach den heute vorliegenden Kartenunterlagen sind für diese Schmalgräben Streichwerte zwischen 25 und etwa 30° einzumessen. Besonders markant ist der Schmalgraben im mittleren Südrand von Blatt Welschbillig (Abb. 4). Es ist der Neweler Schmalgraben, in dem Unterkeuper und tieferer Mittelkeuper erhalten geblieben sind.

Ein nahe liegender Gedanke für eine genetische Deutung des neuen Richtungssystems ist, dass die NNE-SSW-Bruchlinien bloß eine junge mechanische Reaktion auf die quartären Hebungsbewegungen sind. Diese Anhebung im Nordosten der Trierer Bucht ist von MEYER & STETS (2002, 2007) genauestens rekonstruiert worden (vgl. DITTRICH 2008: Abb. 5). Das verzeichnete überregionale Hebungsgebiet hat einen südwestlichen „Sporn“, der auf die Stadt Trier gerichtet ist und knapp östlich davon ausklingt. Aufgrund dieser Ausformung des Hebungsgebietes wäre es theoretisch möglich, dass die NNE-SSW streichenden Abschiebungen im Umfeld von Trier ein Resultat dieser jungen Abdachung nach Westen bzw. WNW hin sind. Bei einer genaueren Betrachtung ist dies jedoch nicht mehr aufrecht zu halten. Derartige Richtungselemente ziehen sich nämlich (mindestens) von Südost-Luxemburg bis an den äußeren Nordost-Rand der Trierer Bucht. Sie erscheinen somit auch in Gebieten, wo eine solche Richtung nicht mehr als mechanische Reaktion auf die junge Hebung geeignet sind. Da nämlich die Umrandung des Hebungsgebietes gegen Norden allmählich in die Ost-West-Richtung umschwenkt, ist es dort eher unwahrscheinlich, dass ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang besteht.

Überdies gilt, dass im Umfeld mehrerer dieser NNE-SSW-Bruchlinien Einfallrichtungen des Deckgebirges vorkommen, die gegensinnig zur jungen Abdachung orientiert sind. Es kann sich also nicht um neuere Nachbrüche handeln, die unmittelbar aus der weitspannigen flexurellen Abbiegung nach Westen hervorgegangen sind. Im Folgenden werden Beispiele dafür beschrieben, bei Trier im Süden und bei Binsfeld im Norden.

Schon NEGENDANK (1983: S. 94) betonte die Existenz von östlichen Einfallrichtungen bei Trier-West und nordwestlich von Euren. Dies stellt schließlich eine auffällige Abweichung vom sonst eher Nordwest-gerichteten Generaleinfallen am Südostrand der Trierer Bucht dar. In der Geologischen Karte von DEGEN et al. (1981) sind konkrete Zahlen-Eintragungen zum dortigen Schichteinfallen vorhanden. Bei Trier-West sind es 10 bis 13° nach ESE, bei Euren 2 bis 7° nach Osten. Die Messpunkte liegen östlich außerhalb des in Kap. 3.1. beschriebenen diagonalen Spezialgrabens und befinden sich somit schon am erweiterten Südostrand des Grabens von Thionville. Der plausibelste Grund für das ungewöhnliche

ESE-Einfallen dort ist eine versatzstarke Abschiebung im Osten, die älter ist als die quartäre Hebung. Eine solche West-abschiebende NNE-SSW-Störung ist in die neue GK 50 von DITTRICH et al. (im Druck) als vermutet eingetragen worden (Abb. 4). Auch die Abb. 5 ist gegenüber der ursprünglichen Darstellung in LGB & LUWG (2010) an dieser Stelle geringfügig korrigiert worden.

Eine entsprechende tektonische Situation existiert bei Binsfeld. Zwischen Orenhofen und Binsfeld ist gegenüber den Kylltal-Karten von NEGENDANK & WAGNER (1988) in der neueren GK 50 ein anderes, einfacheres Störungsmuster dargestellt worden (vgl. dazu Einführung zu Kap. 3.). Die dortige Schmalgraben-Struktur (Abb. 4 und 5) ergab sich aus der Kombination von Eintragungen bei NEGENDANK & WAGNER (1988), von Bohrungsbefunden im Flughafen-Areal Spangdahlem und von eigenen Beobachtungen in der Tongrube westlich Binsfeld. Im östlichen Aufschluss ließen sich kleinere 15 bis 27°-streichende, Nordwest-abschiebende Staffelstörungen einmessen. Dessen ungeachtet zeigt sich dort ein Schichteinfallen von 10° nach Südosten. Dies widerspricht der großräumigen Abdachung des quartären Hebungsgebietes nach Westen. Auch passt es nicht zur Position am Rande der zwei nahegelegenen, großen, alt angelegten Senkungsstrukturen. Im Westen verläuft die Saargauer Grabenzone, im Nordwesten liegt der diagonal streichende Luxemburger Zentralgraben. Wahrscheinlich existiert im Südosten der Tongrube noch eine große, bisher unerkannte Randstörung des Schmalgrabens. Auch diese ist in der aktualisierten GK 50, in Abb. 4 und schematisiert in der verbesserten Abb. 5 bereits verzeichnet worden.

Die Ostrand-Störung – der Binsfelder Sprung im weiteren Sinne (Abb. 5) – ist hier somit in zwei West-abschiebende Staffelstörungen aufgespalten. Weiter im Süden wird der Binsfelder Sprung vom Profilschnitt C–C' von WAGNER & DITTRICH (2010) gequert. Darin hat er dort einen Versatz von 63 m. Dokumentiert durch eine Bohrung existiert dort im Westen eine auffällige Tieflage des Oberen Buntsandsteins. Im Profilschnitt fallen die Schichten von Nordwesten her deutlich nach Südosten zum Binsfelder Sprung hin ein. Eine bislang nicht auskartierte, kleinere, Südost-absetzende Gegenstörung wäre möglich. Sie würde den lang gezogenen Schmalgraben dort östlich von Speicher bruchtektonisch komplettieren.

Neuere Befunde zum 20-30°-Richtungssystem ergaben sich im Bereich der Saueremündung. Die Geologische Karte von HOYER & NEUMANN-REDLIN (1971) war dort nicht korrekt gewesen. Nach neueren geoelektrischen Messergebnissen des Steinbruch-Betriebes bei Mesenich verläuft die dortige nach Westen abschiebende NNE-SSW-Störung weiter westlich. Die GK 50 ist dementsprechend gegenüber LGB & LUWG (2010) aktualisiert worden. Dadurch ist die Fortsetzung des Neweler Schmalgrabens deutlicher erkennbar. Diese verläuft westlicher als die Fortsetzung des Mondorfer Schmalgrabens (Kap. 3.1.). Die Differenzierung der zwei verschiedenen Schmalgräben ist in der ebenfalls aktualisierten Abb. 5 nunmehr klar zu sehen. Das Gesamtbild lässt an eine lang gestreckte Schmalgrabenstruktur Wasserbillig–Newel–Binsfeld–Himmerod denken, welche im Norden etwa parallel zum Ostrand der Wittlicher Senke verläuft. Ob es sich wirklich um eine im Bruchinventar durchgehend angelegte lineare Gesamtstruktur handelt oder nur um ähnlich streichende Einzelelemente desselben Richtungssystems, ist derzeit noch offen.

Weitere Detailbefunde zum 20-30°-Richtungssystem haben sich im Bereich des Steinbruchs Knaf südöstlich von Ernzen ergeben. GRONEMEIER (1976) hatte seinerzeit in den Steinbrüchen von Ernzen besonders weit – bis über 10 cm weit – klaffende Klüfte 1. Ordnung in 20-25°-Richtung registriert. Sein Sammeldiagramm zu den Trennflächen des Ferschweiler Plateaus hatte zudem Kalkspat-belegte Klüfte 1. Ordnung bei 22° und bei 30° dargestellt. Hinzu kommen nun eigene Beobachtungen. Inzwischen existiert dort bei Ernzen ein einziges, durchgehend erschlossenes Steinbruchareal. Die rundherum erschlossene Abfolge des Luxemburger Sandsteins ist ungestört. Jedoch treten an der Einfahrt im Süden Schrägklüfte auf, die eine nahegelegene Abschiebung anzeigen (Kap. 4.2.6.) und die 20 bis 30° streichen. Nach diesen Befunden ist dort eine dementsprechende Verlaufsirritation der dort durchziehenden Störungslinie verzeichnet worden. Weitere Beobachtungen waren eine sehr auffällige 18 bis 20°-streichende Großklüft im Westteil und lokal sehr eng gescharte 25 bis 30°-Klüfte im mittleren Teil des Steinbruchs Knaf.

4. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen in der südöstlichen Südeifel

Jahrzehntelang galt der Befund, dass es sich bei den im mesozoischen Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht erschlossenen Verwerfungen stets um Abschiebungen handelt. Dies war zahllosen Kartierberichten und Spezialbearbeitungen zu entnehmen gewesen (vgl. auch NEGENDANK 1983, DITTRICH 1989). Dementsprechend war generell von dehnender Beanspruchung des Deckgebirges ausgegangen worden. Dies ist inzwischen nicht mehr aufrecht zu erhalten.

4.1. Auswertung der älteren Literatur

Im Zuge der fortschreitenden geologischen Bearbeitung sammelten sich über die Jahrzehnte hinweg vereinzelte Geländebeobachtungen an, die mit einem einfachen Konzept genereller Dehnungstektonik nicht ohne weiteres in Einklang zu bringen sind.

Eine sehr außergewöhnliche tektonische Struktur war schon im vorletzten Jahrhundert von GREBE entdeckt worden. Anhand einer skizzenhaften Abbildung ist sie überliefert worden, versteckt in einem Text zur Devon-Stratigraphie in den Erläuterungen zu Blatt Landscheid (GREBE 1892). Es handelt sich um eine Aufschiebung. Diese betrifft nicht etwa den paläozoischen Grundgebirgssockel, sondern befindet sich innerhalb des mesozoischen Deckgebirgsareals der Trierer Bucht, 1 km östlich von Arenrath, an der Straße nach Bruch (Abb. 7). Sie bringt Unterdevon auf „Vogesensandstein“ (Densborn-Schichten des Mittleren Buntsandsteins). Das Devon steht im Westen an, der Buntsandstein im Osten. Der erschlossene Einfallwinkel der Störungsfläche beträgt etwa 42° (50°?). Die Diskordanzfläche Unterdevon/Buntsandstein war mehrere Meter östlich der Aufschiebung im Straßenniveau undeutlich erschlossen; die entsprechende Distanz (16 m) ist in der Skizze von GREBE verkürzt dargestellt. Heute ist die betreffende Straßenböschung bewachsen, es ist nichts mehr zu erkennen. Der Geologischen Karte von GREBE (1891) ist ein Streichen der Aufschiebung von etwa 45° zu entnehmen und ein vertikaler Versatz von 20 bis 30 m. Diesem Versatzbetrag entsprechend ist die Aufschiebungslinie in der neuen GK 50 und in Abb. 4 gegenüber der GREBE-Karte etwas verlängert worden.

WNW

ESE

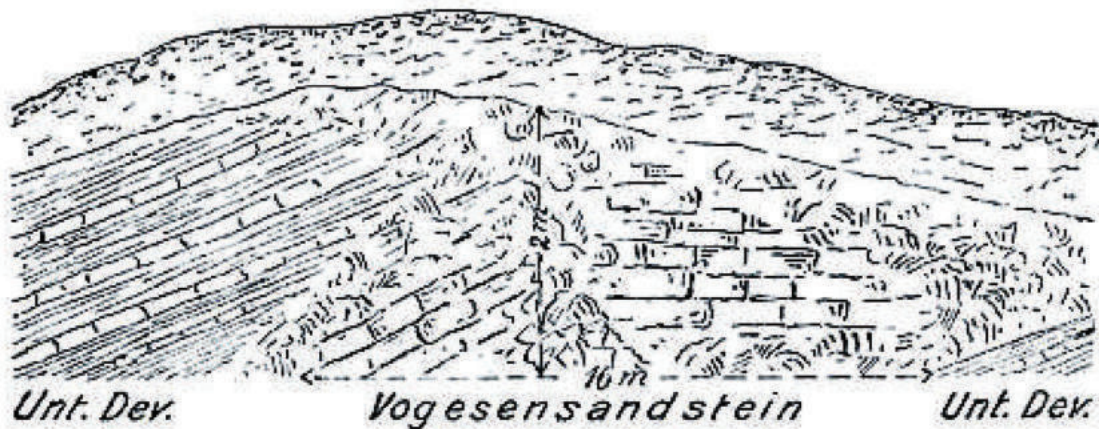


Abb. 7: Aufschiebungsskizze von GREBE (1892) in den Erläuterungen zu Blatt Landscheid. Aufgeschlossene Aufschiebung 1 km östlich von Arenrath (an der Straße nach Bruch), die Unterdevon auf „Vogesensandstein“ (Densborn-Schichten) bringt.

Horizontal verlaufende Harnischstriemungen im mesozoischen Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht sind erstmals von ELBERSKIRCH (1937) beschrieben worden. Berichtet wurde von horizontalen „Rutschstreifen“ auf Kluffflächen im Buntsandstein des Kylltals zwischen Speicher und Philippsheim. Ohne eine genauere Lokalisierung der Fundorte wurden für die betreffenden Bewegungsflächen Streichwerte von 130 bis 135° und 95° genannt. Vom „südlichen Bahnübergang in Kordel“ beschrieb er demgegenüber Blattverschiebungen, die 140 bis 150° und 100 bis 110° streichen. Auch erwähnte er ein 5 bis 10°-Einfallen der „Rutschstreifen“ in Nordwest-Richtung. Dadurch verlaufe das Einfallen dieser Lineare parallel der Schichtung. Ob diese Parallelität nur zufällig ist und eine primäre Schrägabschiebung abbildet oder ob sich darin eine sekundäre Verstellung ursprünglich ±horizontal verlaufender Harnischstriemungen dokumentiert, blieb bei dieser Darlegung undiskutiert. Die zusätzlich notierte Beobachtung von ELBERSKIRCH, dass die Blattverschiebungen bei Kordel durch jüngere – nicht näher spezifizierte – Flächen durchschnitten und versetzt wären, erhöht jedoch die Wahrscheinlichkeit der zweiten Möglichkeit. Es könnte sich (zumindest teilweise) um überprägte Bewegungsspuren eines älteren Deformationsaktes handeln. Leider wurde nicht explizit vermerkt, ob die beiden bei Kordel beobachteten Scherflächenscharen überprägt vorliegen oder nur eine davon. Die durch die Angabe „am südlichen Bahnübergang in Kordel“ zumindest näherungsweise lokalisierte Messstelle konnte bei einer eigenen Nachbegehung nicht mehr aufgefunden werden. Die steile Straßenböschung an der Ramsteiner Brücke ist heute hinter einer Sicherungsmauer verborgen.

Weitere Hinweise auf Scherung lieferte eine im Jahre 1965 gekernte Brunnenbohrung bei Auw (Bohrung 6005–38, TK25-Blatt 6005 Bitburg: R 25 44 810, H 55 29 410). Der Bohrpunkt liegt in der Talsohle eines kleinen Seitentals östlich der Kyll, am südlichen Rand von Blatt Bitburg (Abb. 9, Kap. 4.2.). Durchteuft wurden 55 m Densborn-Schichten (vgl. dazu DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Meist handelte es sich um lockere oder mürbe dünnschichtige Fein- bis Mittel-

sandsteine. Im Bohrprotokoll von Dr. K. W. GEIB sind mehrfach 90° oder $85-90^\circ$ einfallende Klüfte notiert worden. Zweimal, bei ca. 14 m und bei 42,10 m Teufe, wurden darauf auch horizontale Harnischstriemungen angetroffen. Der Deutungsbefund Blattverschiebung ist im Protokoll in Klammern hinzugesetzt worden. Darüber hinaus wurden im Kernprofil Quarztapeten (mit Quarz verheilte Klüfte) sowie Eisen- und Manganverkittungen notiert. Sie waren geknüpft an die steil einfallenden Klüftflächen unterhalb von 42 m, bei 42,45 m und vor allem von 54,6 bis zur Endteufe bei 55 m. Diese Gesamtheit von Beobachtungen ist insofern interessant, als der Ansatzpunkt der Bohrung unmittelbar neben einer sehr lang gestreckten, diagonal streichenden, nach Südosten hin absetzenden Störung liegt. Sie entspricht dem Südost-Rand der Auwer Hochscholle (Abb. 4 und 5), die schon in der Trias synsedimentär als Schwelle nachgezeichnet worden ist. Es handelt sich also um ein im unterlagernden devonischen Sockel strukturell angelegtes Lineament. DITTRICH (2009) hatte entlang von großen diagonal streichenden Störungslinien sinistrale Horizontalbewegungen rekonstruiert. Möglicherweise war dies auch im Bereich des Bohrpunktes der Fall.

Im Rahmen einer groß angelegten hydrogeologischen Untersuchung des Luxemburger Sandsteins der deutschen Südeifel sind von GRONEMEIER (1976) ebenfalls einige Horizontalharnische eingemessen worden. Derartige Funde beschränkten sich auf das Ferschweiler Plateau. Auch wurden lediglich Streichwerte erhoben, Angaben zum jeweiligen Bewegungssinn fehlen. Für die Steinbrüche von Ernzen dokumentierte GRONEMEIER einen Horizontalharnisch auf einer 138° -streichenden Kluft 1. Ordnung. In einem Sammeldiagramm für das Ferschweiler Plateau verzeichnete er mehrere Horizontalharnische auf Klüften 1. Ordnung. Die jeweiligen Streichrichtungen sind 50° , 90° , 130° und 138° . Andere, gegebenenfalls horizontaltektonisch zu deutende Beobachtungen am Ferschweiler Plateau waren Eisenoxidhydrat-Beläge auf Klüften 1. Ordnung bei 3° , 21° , 100° und 135° sowie besonders weit – bis über 10 cm – klaffende Klüfte 1. Ordnung in 15 bis 40° -Richtung. Aus den Steinbrüchen westlich Ferschweiler notierte er ein auffällig weites Klaffen von 35 bis 40° streichenden Klüften 1. Ordnung und – in geringerem Maße – von solchen in 110 bis 130° -Richtung.

Interessant sind darüber hinaus auch die Ergebnisse der Luftbildkartierung von GRONEMEIER (1976). Eine kumulierte Darstellung von immerhin 1473 erfassten Photolineationen im Luxemburger Sandstein des gesamten Ferschweiler Plateaus zeigte folgendes Bild. Die Ost-West-Richtung – mit schwacher Tendenz nach ESE-WNW – bildet mit etwa 20 % der Messwerte die dominante Lineationsrichtung. Ähnlich sind die Verteilungen der Photolineationen im Bereich des Heiderückens (477 Werte) und des Wallendorfer Berges westlich von Bollendorf (374 Werte). Auch dort zeichnet sich in den Maxima sehr deutlich die Ost-West-Richtung ab, auf sie entfielen 13 bzw. 15 % der Messwerte. Interessant ist auch die Tatsache, dass die Verteilung der Ost-West-Lineationen nicht in etwa gleichmäßig war. Stattdessen zeigte sich ein gehäuftes Vorkommen in einigen Ost-West-Streifen. Da sich überdies keine unmittelbare Beziehung zu den dort heute auskartierten Abschiebungen zeigt, ist eine horizontaltektonische Genese dieser Lineationen abzuprüfen (vgl. Teil III dieser Publikation).

Horizontale Bewegungskomponenten an Abschiebungen wurden dann auch von NEGENDANK (1983: S. 96) erwähnt. Diese seien an den nur sehr selten auf-

zufindenden horizontal verlaufenden Harnischen erkennbar. Konkret genannt wurden gut ausgebildete horizontale Harnischstreifen an einer 135°-streichenden Störungsfläche oberhalb des Weinbergs Augenscheiner in Trier. Die Messlokalität ist nicht näher konkretisiert worden. Auffällig vererzte Störungsflächen wurden von NEGENDANK (1983) ebenfalls beschrieben, mit bis zu 0,5 m breiten Vererzungen (mehr dazu in Kap. 4.2.6. und 4.3.).

In den Erläuterungen zum Kylltal-Kartenwerk (NEGENDANK et al. 1989) und in einer Kurzpublikation zur Tektonik der südöstlichen „Trier-Bitburger Mulde“ (WAGNER 1996; Abb. 8) wurden in einer Kartenskizze drei „Störungen mit lokalem Aufschiebungscharakter“ im weiteren Bereich des unteren Kylltals verzeichnet. In den Texten fehlte jedoch eine Dokumentation von entsprechenden Geländebefunden. Auch war in den dazugehörigen Geologischen Karten (NEGENDANK & WAGNER 1988) keine Signatur-Differenzierung der verzeichneten Störungslinien in Abschiebungen und Auf- oder Überschiebungen vorgenommen worden. Die geologische Situation im Bereich der betreffenden strukturellen Linien ist in der neuen Geologischen Karte 1 : 50 000 (LGB & LUWG 2010, DITTRICH et al. im Druck) abweichend interpretiert und auskartiert worden (Kap. 4.3.).

In der schon erwähnten Kurzpublikation skizzierte WAGNER (1996) eine kompressive Beanspruchung der südöstlichen Trierer Bucht. Anhand von schematischen Eintragungen in einer tektonischen Karte (Abb. 8) wurden an rheinische, etwa 15 bis 20° streichende Lineamente geknüpfte dextrale Horizontalbewegungen angedeutet. Ein solcher Verschiebungssinn steht allerdings im logischen Widerspruch zum „vermuteten Spannungsfeld“, wie es in derselben Abbildung verzeichnet worden ist. Um dieses zu kennzeichnen, war eine generelle, Südwest-Nordost (35-40°) orientierte sinistral scherende Beanspruchung dargestellt worden (Abb. 8). Dabei wurde in Anlehnung an die jüngsten Gegebenheiten im Bereich des Oberrheingrabens ein Spannungsfeld übernommen, das durch eine Südost-Nordwest-gerichtete Einengung gekennzeichnet ist. NEGENDANK et al. (1989: S. 34) hatten dazu bereits notiert, dass durch die Tatsache, dass die alt angelegten Bruchlinien vom tektonischen Spannungsfeld spitzwinklig getroffen werden, eine Tendenz zu linkshändigen Blattverschiebungen entstünde. Nicht näher erläutert fügten sie hinzu, dass durch diese Bewegungen auch „die Großform der Trier-Bitburger Mulde entstanden sei“.

KREMB-WAGNER (1996: S. 59) erwähnte in einer kurzen Notiz „horizontalgesträumte Harnische“. Ihr Vorkommen erstreckte sich von Wellkyll (südwestlich von Auw) bis Philippsheim im Kylltal. Solche Harnischstriemungen mit 5 bis 10° Neigung fänden sich bei Kordel. Als Streichrichtungen wurden – nicht näher aufgeschlüsselt oder erläutert – Nordost-Südwest, Nordwest-Südost und Ost-West genannt. In der vorhergegangenen Diplomkartierung (KREMB-WAGNER 1988) waren horizontal ausgerichtete Harnische im Bereich der Auwer Hochscholle erwähnt worden. Eine nähere Lokalisierung dieser Beobachtungen fehlte auch in dieser Arbeit.

Die vorgenannten Beobachtungen bezogen sich entweder auf Aufschiebungen oder auf das Streichen von horizontal verlaufenden Harnischstriemungen auf Kluft- bzw. Blattverschiebungsflächen. Eine Klassifikation nach dem Verschiebungssinn fehlte. Dazu sind genauere Beobachtungen nötig. Die Abbruchformen der Kristallfaserlineare von Faserharnischen geben Aufschluss darüber, ob es

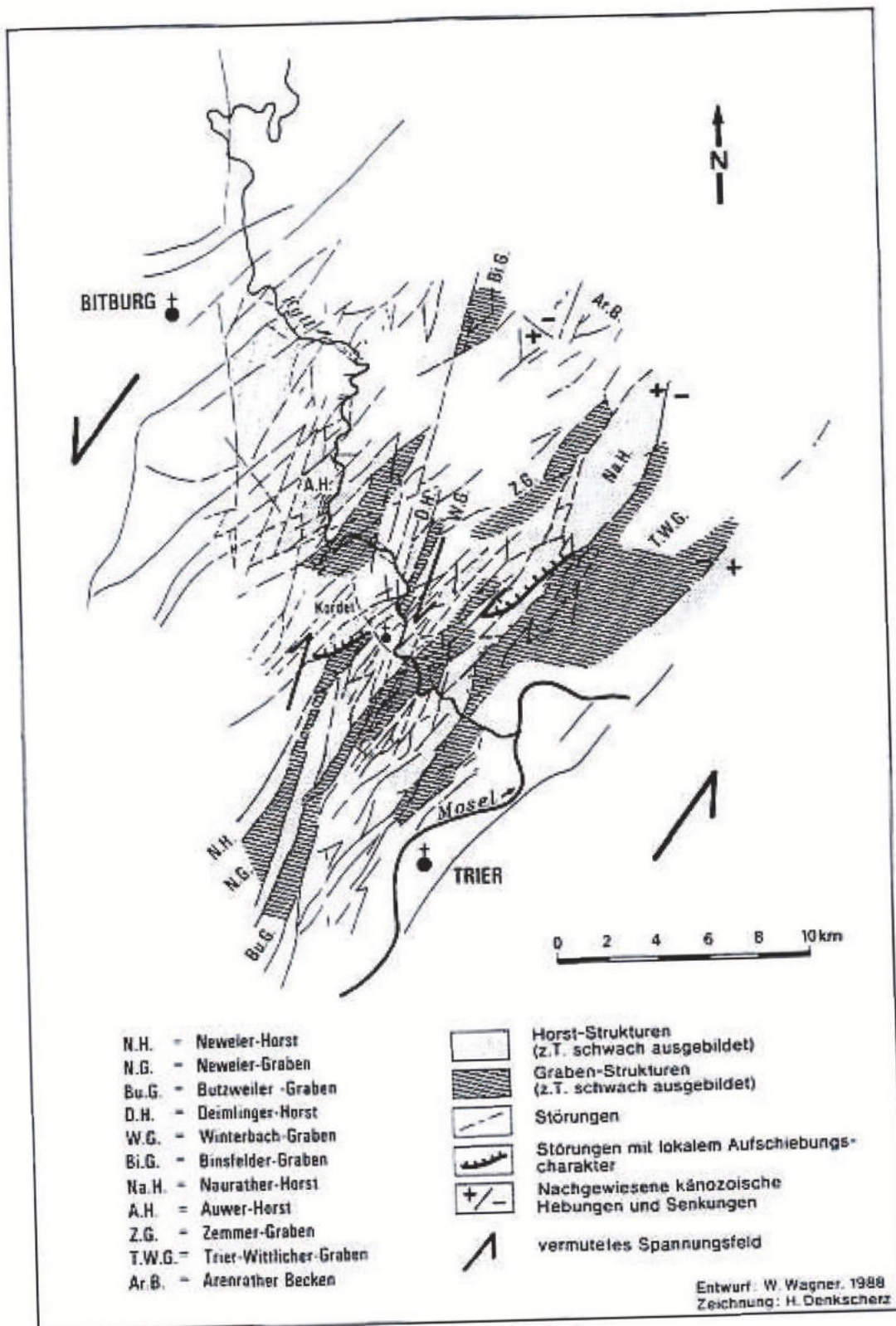


Abb. 8: „Vereinfachte geologisch-tektonische Kartenskizze“ der südöstlichen Trierer Bucht (aus: WAGNER 1996). Störungsmuster und die resultierende Ausformung der Horst- und Grabenstrukturen sind veraltet.

sich um eine dextrale oder aber um eine sinistrale Scherfläche gehandelt hat (vgl. auch Kap. 4.2.2., Abb. 16).

Einzig bei KREMB-WAGNER (1988) fand sich eine Angabe von Verschiebungsrichtungen. In einem Richtungsdiagramm sind dort 30°-streichende dextrale und 130°-streichende sinistrale Bewegungsrichtungen von Horizontalharnischen verzeichnet worden. Worauf diese Klassifikationen begründet waren, ist textlich oder photographisch nicht untermauert worden.

4.2. Neuere Geländebefunde

Die folgenden Darlegungen beziehen sich – dem Titel dieser Publikation entsprechend – auf den Südostteil der Trierer Bucht. Daneben werden auch Nachträge zum mittleren Teil geliefert, da seit den tektonischen Darlegungen bei DITTRICH (2009) für diese Region neue Ergebnisse angefallen sind. Dies betrifft vor allem den Steinbruch Eßlingen und die beiden großen Lias-Plateaus, nämlich das südöstliche Ferschweiler Plateau und den südlichen Heiderücken. Die Beschreibungen sind in etwa von Norden nach Süden aufgereiht. Die Position der durchnummerierten Messpunkte wird in zwei Störungskarten angedeutet.

Im Wesentlichen handelt es sich um eigene Geländebefunde, manchmal initiiert durch erste Horizontalharnisch-Funde im Zuge von Diplomkartierungen (MÜLLER 2006, OEHMS 2006), die vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz in Mainz koordiniert und mit-betreut worden waren. Auch sind alle in der Literatur beschriebenen und genauer lokalisierten Messpunkte neu begangen und kontrolliert worden. Oft sind dabei weitere aussagekräftige Harnischflächen gefunden worden. Weitere wertvolle Beobachtungen und Deutungshinweise ergaben sich im Juni 2009 bei einer Kurzbegehung mehrerer Lokalitäten mit Herrn Prof. Dr. KLAUS REICHERTER und Frau M.A. NADINE HOFFMANN von der RWTH Aachen. Ihnen beiden sei hier noch einmal ausdrücklich gedankt.

Die angefügte Beschreibung der Befunde mag vielfach nicht auf dem höchstmöglichen terminologischen Niveau sein. Der tektonische Spezialist wird zweifellos exaktere Angaben vermissen. Die Kenntnisse auf diesem mikrotektonischen Bearbeitungsfeld sind in den letzten Jahren rapide fortgeschritten, vornehmlich im englischen Sprachgebrauch. Mir erschien es jedoch wichtig, die vorhandenen Beobachtungen hier zu hinterlegen, im Rahmen meiner Möglichkeiten und in der jeweils derzeit verfügbaren Detailgenauigkeit. In einigen Fällen handelte es sich immerhin um kurzlebige Aufschlüsse, so etwa bei temporären Abbauständen aktiver Steinbrüche. Dementsprechend kann es sein, dass die dargelegten Befunde, die meistens auch in größerem Umfang photographisch dokumentiert worden sind, schon jetzt oder kurze Zeit später nicht mehr nachvollzogen werden können. Andere hier beschriebene Aufschlüsse wiederum werden noch lange Zeit zugänglich bleiben. So soll von diesen Schilderungen eine gewisse Werbewirkung für nachfolgende universitäre Spezialbearbeitungen ausgehen.

4.2.1. Mittleres Kylltal

Viele Jahrzehnte nach ELBERSKIRCH (1937; vgl. Kap. 4.1.) war das Buntsandsteingebiet des Kylltals vor einiger Zeit abermals Gegenstand strukturgeologischer Untersuchungen. Die Diplomkartierungen MÜLLER (2006) und – vor allem –

OEHMS (2006) haben zur Entdeckung zahlreicher deutlich ausgeprägter Horizontalharnische geführt.

Ein erster Aufschluss mit derartigen Harnischbildungen liegt in einer Kurve der Landesstraße L 39 am westlichen Kyll-Talhang westlich von Speicher (TK25-Blatt 6005 Bitburg: R 25 44 920, H 55 33 670, [1] in Abb. 9). Es ist ein alter Steinbruch im Oberen Buntsandstein. Auf zwei nahezu saiger einfallenden Klufflächen hatte OEHMS (2006) Lineare mit 119°-, 129°- und 135°-Streichen eingemessen, alle drei mit dextralem Verschiebungssinn (Abb. 10). Überdies wurden Neigungswinkel der Lineare von 5° bis 7° notiert. Eine eigene Nachbegehung zeigte, dass die 135°-streichende subhorizontale Harnischbildung zusammen mit einer Quarztapete auftritt und dass alle drei Lineare nach Nordwesten geneigt sind. Zudem wurde ein weiteres derartiges Linear mit 124°-Streichen aufgefunden.

Die bereits erwähnte Begehung mit Kollegen von der TH Aachen erbrachte dann weitere interessante Ergebnisse und Interpretationsansätze. Der leicht zugängliche Aufschluss erwies sich als eine strukturgeologisch sehr aussagekräftige Lokalität. Neben den vorgenannten Harnischbildungen fanden sich weitere dextrale, deutlich nach WNW geneigte Harnischlineare. Ihre Streichwerte liegen bei 112° bis 116°, ihre Einfallwerte bei 21° bis 23°. Sie sind auf steil nach SSW einfallenden Klufflächen ausgebildet. Von Prof. Dr. K. REICHERTER wurden sie als Merkmale einer relativ alten Deformationsphase klassifiziert. Später sei es zu einer Reaktivierung der Bewegungsflächen gekommen, diesmal jedoch mit sinistralen Verschiebungssinn. Diese jüngere, sinistrale Deformation habe offenbar ein weitaus stärkeres Ausmaß gehabt, da zusätzliche Riedelflächen gebildet worden seien. Derartige Reaktivierungsflächen fanden sich an zwei Stellen im Aufschluss, unten rechts und auf der oberen Sohle des alten Steinbruchs. Die Raumlagen der betreffenden Klufflächen sind 132°/85° SW bzw. 138°/89° NE. Im ersten Fall war eine schwache Quarztapete ausgebildet und die etwa 130°-streichenden sinistralen Lineare waren exakt horizontal ausgerichtet. Im zweiten Fall handelte es sich um 5° nach Südosten geneigte polierte sinistrale Lineare.

Ein anderer Aufschluss mit Horizontalharnischen am Westhang der Kyll [2] liegt südlich der Moltkeburg (OEHMS 2006: A25; R 25 44 090, H 55 33 070). Bei der Erstbearbeitung durch S. OEHMS wurde dort ein einziges, 135°-streichendes, nahezu horizontal verlaufendes dextrales Harnischlinear beschrieben. Es fand sich auf einer mit 88° nach Südwesten einfallenden, 128°-streichenden Kluffläche. Eine eigene Nachbegehung in diesem alten Steinbruch im Oberen Buntsandstein erbrachte insgesamt 8 Messwerte. Die Streichwerte der Harnischflächen schwankten zwischen 119° und 133° (durchschnittlich 128°). Eine schwache Verstellung von einzelnen Sandstein-Kluffkörpern gegenüber der ursprünglichen Lagerung des Gesteinsverbandes ist dabei bereits korrigiert worden. In allen Fällen handelte es sich um horizontal verlaufende Faserharnische aus Quarz, mit dextralem Verschiebungssinn. Sandstein-Partien, die durch eine engständige Klüftung in typischer Weise wellig „zerschiebt“ aussehen, traten hier ebenfalls auf. Dieses Phänomen ist im Zusammenhang mit Horizontalharnischen häufig beobachtet worden (vgl. Abschnitt zum OEHMS-Aufschluss Nr. 77 weiter hinten und Kap. 4.2.4.). Die entsprechenden Klufflächen wiesen Streichwerte zwischen 44° und 61° auf (Abb. 11).

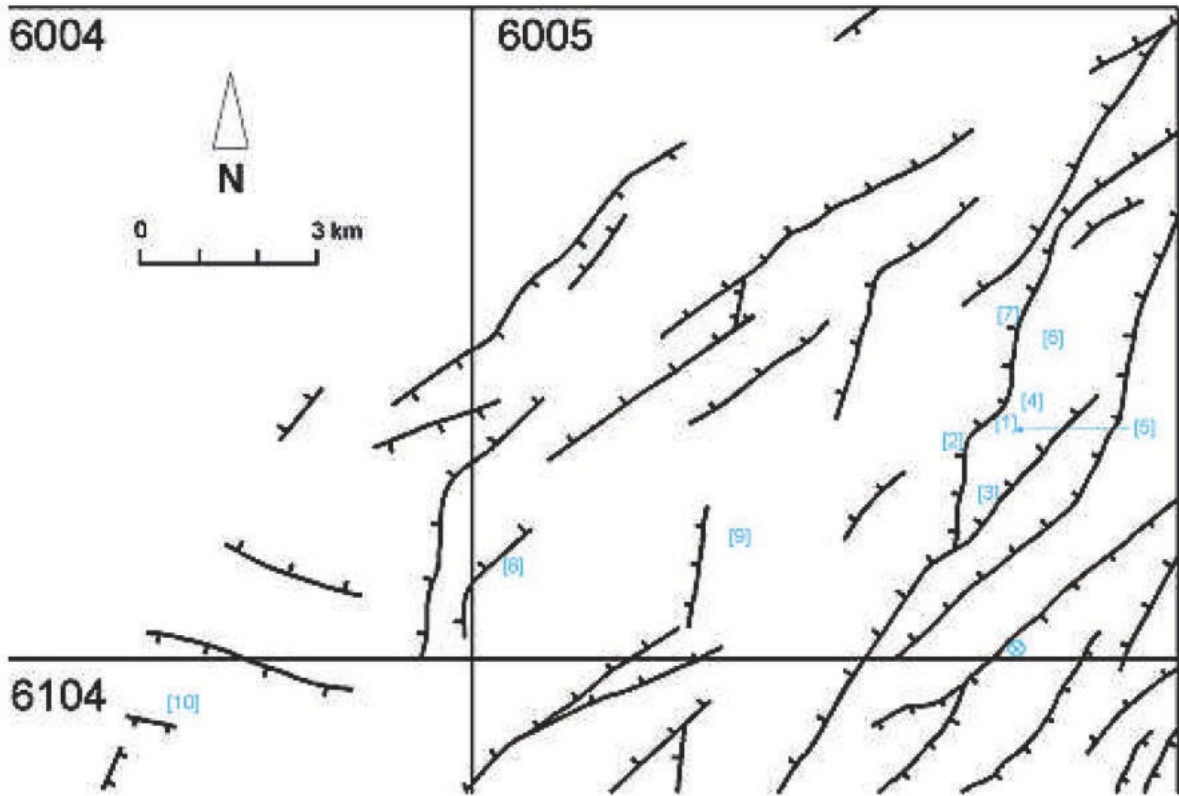


Abb. 9: Abschiebungslinien nach LGB & LUWG (2010), TK25-Blattschnitt und die Position von tektonischen Messpunkten (in eckigen Klammern, ⊗ = Bohrung 6005-38 Auw). Topographie vgl. Abb. 4.

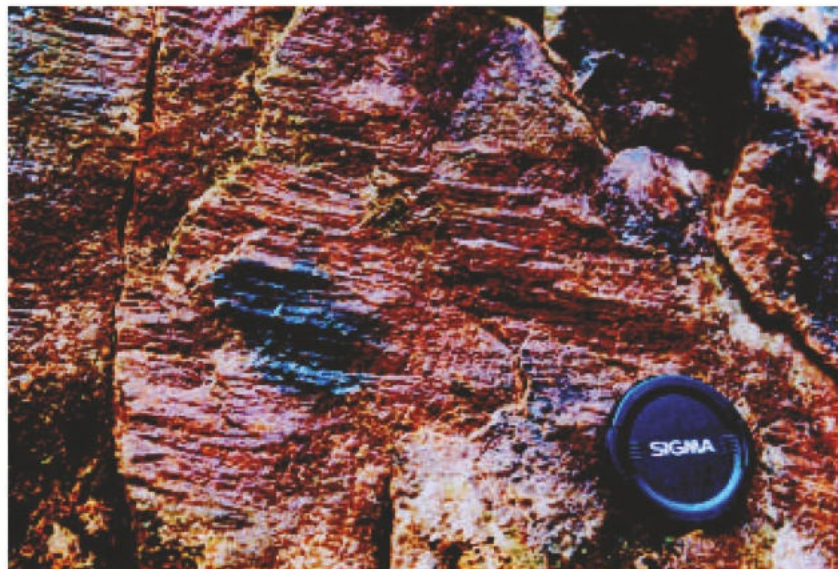


Abb. 10: Subhorizontale Harnischstriemung (Einfallen 5-7°) mit dextralem Verschiebungssinn auf einer Nordwest-Südost streichenden Kluftfläche im Oberen Buntsandstein an der L 39, westlich von Speicher (Foto: S. OEHMS).

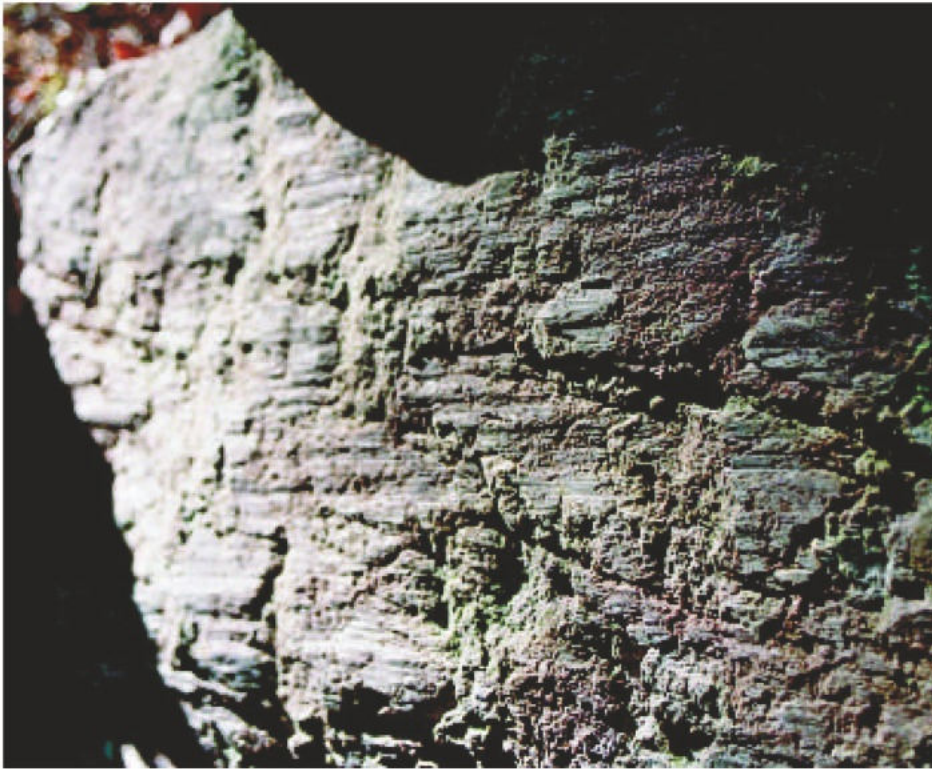


Abb. 11: Dextrale Quarz-Faserharnische im Oberen Buntsandstein des Kylltals südlich der Moltkeburg (Lokalität [2] in Abb. 9). Deutlich zu sehen ist die unterschiedliche Ausrichtung der horizontalen Harnischlineare und der Schrägschichtung des Sandsteins.

Ein tektonisch interessanterer Aufschluss [3] liegt weiter südlich (OEHMS 2006: A41). Er befindet sich am Radwanderweg am Ostufer der Kyll, gegenüber der Looskyllermühle (R 25 44 710, H 55 32 100). S. OEHMS hatte hier zunächst 6 Messwerte erhoben, nur 5 davon ließen sich aufrechterhalten. Die Streichwerte der Harnischlineare schwankten zwischen 126 und 141°, ihr Durchschnitt liegt bei 132°. Die Lineare fanden sich auf 72 bis 82° südwestwärts einfallenden Kluftflächen. Sie alle zeigen dextralen Verschiebungssinn an. Ein weiteres dextrales Linear im selben Richtungsbereich wurde von Prof. REICHERTER auf einer mit 83° nordostwärts einfallenden Kluftfläche eingemessen.

Bemerkenswert ist die nordwestwärts gerichtete Neigung der Lineare. Ihr Betrag steigert sich im Aufschlussbereich systematisch in Richtung Süden. Von 13° nimmt sie bis auf 35° zu (Abb. 12). Dies steht wohl damit im Zusammenhang, dass unmittelbar östlich eine Südwest-Nordost streichende Störung durchläuft, die nach Nordwesten hin abschiebt. Das lokale Schichteinfallen des Buntsandsteins ist zur Kyll hin gerichtet, es erreicht bis etwa 30°. Es könnte sich also um eine sekundäre flexurelle Verstellung ursprünglich weniger stark nach Nordwesten geneigter Harnischlineare handeln. Die Störung bzw. Flexur wäre somit jünger als die Harnischstriemungen (Diskussionsbeitrag von Prof. Dr. A. SIEHL/Univ. Bonn, bei einer Begehung 2006).

Ein sinistraler Bewegungssinn ließ sich an einem Harnischlinear wenig südöstlich der Speichermühle ermitteln (OEHMS 2006: A75, R 25 45 170, H 55 33 750,



Abb. 12: Durch eine junge Flexur schräg gestellte ältere Harnischlineare im Oberen Buntsandstein nahe der Looskyllermühle. Erläuterungen im Text.



Abb. 13: Zentimeter-dicht geklüftete Sandsteine in einem Bereich horizontaler Scherbewegungen am östlichen Kyllufer (Lokalität [5] in Abb. 9).

[4]). Es fand sich auf einer saiger stehenden Klufffläche. Sein Streichen beträgt etwa 99° .

Ein letzter Messpunkt von OEHMS (2006: A77) liegt südlich Speichermühle am Ostufer der Kyll (R 25 45 030, H 55 33 460, [5]). Von dort sind zwei Harnischmessungen überliefert worden. Die entsprechenden Streichwerte lauteten 30° und 175° . Nach Angaben von S. OEHMS sind beide Lineare subhorizontal (etwa 5° geneigt) und zeigen sinistralen Bewegungssinn. Schon die Abschlussbegehung der Diplomkartierung zeigte jedoch, dass dies für das zweite Linear nicht aufrechterhalten werden kann. Es streicht eher 170 bis 175° und lässt keine sichere Festlegung der Bewegungsrichtung zu. Die erstgenannten sinistralen Horizontalharnische im vorderen Aufschlussbereich streichen 30 bis 33° , im höheren Bereich der Aufschlusswand war auch ein 15° -Streichen einzumessen. In einem Teil dieses Aufschlusses existiert eine um 10° streichende, auffällig engständige Klüftung, die die Sandsteine seltsam „gescheibt“ wirken lässt (Abb. 13). Auch eine S-förmige geschwungene Klufffläche ist dort zu beobachten.

Weitere Angaben zu Horizontalharnischen lieferte MÜLLER (2006). Beide ihre Messpunkte liegen unmittelbar südlich von Philippsheim. Zum einen handelte es sich um eine etwa 120° -streichende dextrale Harnischbildung [6]. Sie fand sich etwa 8 m über der Landesstraße L 36 östlich der Laymühle (A117, R 25 45 580, H 55 34 820). Zum anderen tritt ein sinistraler, 112° -streichender Horizontalharnisch nördlich von Pfalzkyll auf (A3, R 25 44 980, H 55 35 180, [7]).

4.2.2. Steinbruch Eßlingen

Im Steinbruch Eßlingen [8] sind früher bereits auffällig engscharige Klüftungen und S-förmig geschwungene Kluffflächen beschrieben worden (DITTRICH 2009, Abb. 4). Die wechselnd engständigen Kluffscharen streichen im Durchschnitt mit 13° , die Werte schwanken zwischen 359° und 25° . Horizontalharnische waren bislang lediglich auf einem nicht mehr anstehenden Dolomitblock aufgefunden worden. Die Befundsituation änderte sich jedoch grundlegend, nachdem im Frühjahr 2009 eine kleine Erweiterung der Abbaufäche in der Südost-Ecke des Bruches vorgenommen worden war (TK25-Blatt 6005 Bitburg: R 25 36 720, H 55 30 830). Auf den dadurch neu zutage getretenen Kluffflächen waren nunmehr Horizontalharnische in großer Zahl in situ anzutreffen. Durch Wasseraustritte geförderte kleinere Gesteinsnachbrüche und ein günstiger Lichteinfall ermöglichten es nun, auch solche Harnischbildungen im schon beschriebenen Bereich mit bogig geschwungenen Klüften an der südlichen Rückwand des Steinbruchs zu identifizieren (Abb. 14). Streichwerte von 143° , 145° , 152° , 155° und 158° konnten dafür eingemessen werden. Es sind schwach nach Südosten geneigte Harnischlinare, die sich auf den dort sehr eng gescharten, steil stehenden und eher gerade geformten Kluffflächen befinden.

An einer anderen Stelle der südlichen Steinbruch-Rückwand fanden sich zwei Harnischflächen mit 3 bis 10° nach Südosten geneigten Linearen. Ihre Streichwerte lagen bei 156° und bei 162 bis 165° .

Ein weiteres tektonisches Phänomen im Südost- und Süd-Teil des Steinbruchs bildeten Klufflineationen, deren Ausbiss auf freigelegten Schichtflächen deutlich erkennbar war. Durch bräunliche Klufffüllungen aus Eisenmineralen hoben sich diese linienhaften Spuren von Kluffflächen vom hellen Dolomit farblich ab.



Abb. 14: Dicht gescharte Klufflächen in der Südost-Ecke des Steinbruchs Eßlingen. Oben links: Gesamtansicht dieses Steinbruchareals (Sommer 2009). Oben rechts: Eine bogig geschwungene Kluffläche und aus der Wand her austretende gerade geformte, eng gescharte Klufflächen mit nahezu horizontal verlaufenden Harnischbildungen. Unten links: Detailansicht der schwach nach Südosten geneigten Harnischlinare.

Die Streichwerte dieser Klufflineationen schwankten zwischen 140° und 146° , der Durchschnitt betrug $143,5^\circ$. Der Abstand der Klüfte zueinander betrug 1 cm bis etwa 10 cm. Die Dicke der Mineralfüllungen erreichte 1,5 cm, seltener auch 2 cm. Diese markante, Nordwest-Südost streichende Kluffmineralisation könnte durch eine gewisse Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung entstanden sein.



Abb. 15: Slickolites im Dolomit-Steinbruch Eßlingen (oben: im Anstehenden, unten: auf einem isolierten, etwa 15 cm breiten Block). Ausführliche Erläuterungen im Text.

Eigenartige, undeutliche, vermeintliche „Harnischbildungen“ fanden sich in der Südost-Ecke des Steinbruchs (Abb. 15). Die dazugehörigen Flächendaten lauteten $16^{\circ}/88^{\circ}$ WNW. Diese Flächen sind nicht als Scherflächen, sondern als so genannte Slickolites zu bewerten (mündl. Mitt. Prof. REICHERTER). Dieser Name ist eine Wortschöpfung, die aus den englischen Begriffen „slickensides“ und „stylolites“ – für Faserharnische bzw. Stylolithen – kombiniert wurde (RAMSAY & HUBER 1987). Damit werden besondere Scherungs-begleitende Drucklösungsflächen bezeichnet. Bei EISBACHER (1996) ist dafür der Begriff Nadelharnische verwendet worden (Abb. 23 in Kap. 4.2.3.). Charakteristisch sind kleine Stylolithen-Zapfen, die nicht senkrecht auf ihrer Ausgangsfläche stehen, sondern dazu einen schrägen Winkel bilden (HANCOCK 1985). Sie dokumentieren, dass die betreffende Fläche während des Drucklösungsprozesses nicht senkrecht zur Richtung der größten Einengung (σ_1) orientiert gewesen ist.

Die Genese der Slickolites wird in Abb. 16 erklärt. Modellhaft sind darin die geometrischen Beziehungen von speziellen Stoffumlagerungsphänomenen bei scherender Beanspruchung eines relativ gut löslichen Gesteins – etwa eines Karbonatgesteins – dargestellt. Zur graphischen Vereinfachung ist dies nicht für horizontale Scherung gezeichnet worden, das Prinzip gilt aber in gleicher Weise für eine Blattverschiebung. Entscheidend für die Stoffumlagerung ist die geometrische Ausrichtung der Flächensegmente (Facetten), die bei der Scherbewegung mitverwendet werden. Druck-zugewandte Teilflächen (contractional fault facets) sind einer Drucklösung unterworfen. Die resultierenden kleinen Slickolite-Zapfen zeigen die eigentliche Scherbewegungsrichtung an. An Druck-abgewandten Flächen (dilatational [oder auch: dilatational] fault facets), also im Druckschatten, kommt es zur Auskristallisation von Faserharnischen mit länglichen Kristallfasern (slickenfibers). In der Abbildung ist erkennbar, dass die Slickolite-Flächen einen deutlichen Winkel zu den Scherflächen im engeren Sinne bilden. Wenn breite Slickolite-Flächen freigelegt sind, ist bei deren Einmessung eine merkliche Diskrepanz zum Streichen der anderen Gefügedaten zu verzeichnen. Oft sind es überprägte ältere Kluft- oder Bruchflächen. Dadurch sind zwei oder mehr Scharen von Slickolites möglich. Die Winkelabweichung dieser Flächen muss bei der Rekonstruktion von Bewegungen entsprechend bedacht werden.

Im vorliegenden Fall bei Eßlingen handelt es sich um die Zeugnisse einer dextralen Relativbewegung. Eine Einmessung der Slickolite-Zapfen („Nasen“) durch Prof. REICHERTER ergab eine Ausrichtung der Scherbewegung von 6° , mit 8° Einfallen nach Nordnordost. Dies entspricht sehr genau der bereits von DITTRICH (2009: Abb. 18) für diese Region rekonstruierten rechtshändigen Relativbewegung entlang einer etwa 5° -streichenden Blattverschiebung (dex V). Bei einer wenige Wochen früheren eigenen Begehung waren im selben Steinbruchareal auch NNE-SSW-streichende, nicht näher spezifizierte horizontale Bewegungsflächen notiert worden, die 1° -, 2° -, 3° -, 4° - und 10° -Streichen aufwiesen. Das Alter der dextralen Bewegung war etwa auf Oberoligozän datiert worden (DITTRICH 2009). In dieser Phase des Alttertiärs war für den heute zutage tretenden Gesteinsverband des obersten Muschelkalks wohl noch eine gewisse Versenkungstiefe gegeben. So ist denn auch das für Drucklösungsprozesse erforderliche Druck-Temperatur-Milieu plausibel. Das Ausmaß der Karbonatlösung und -wiederausscheidung ist im Vergleich zu anderen Slickolite-Vorkommen eher gering

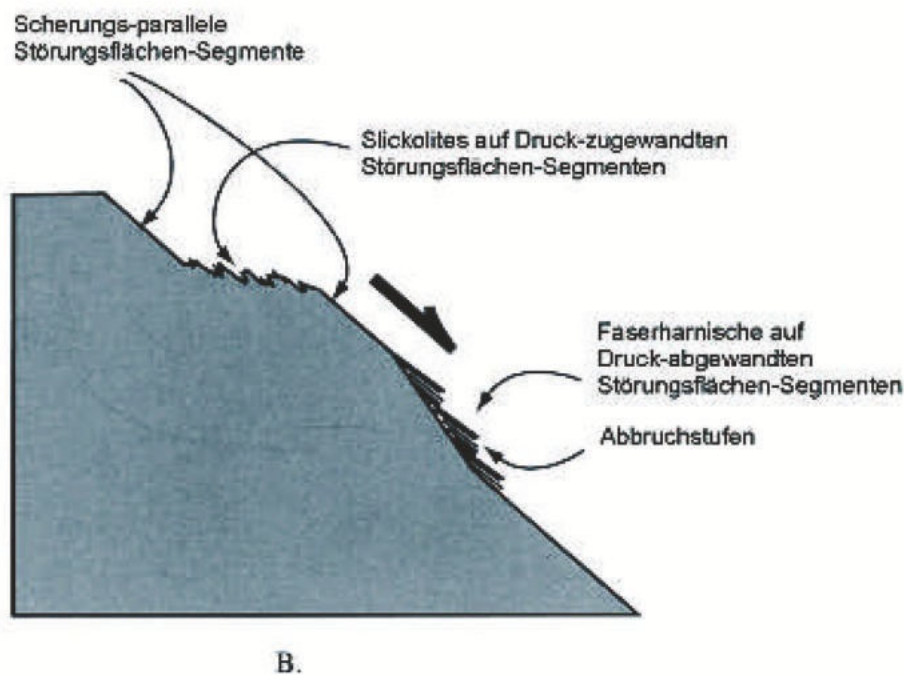
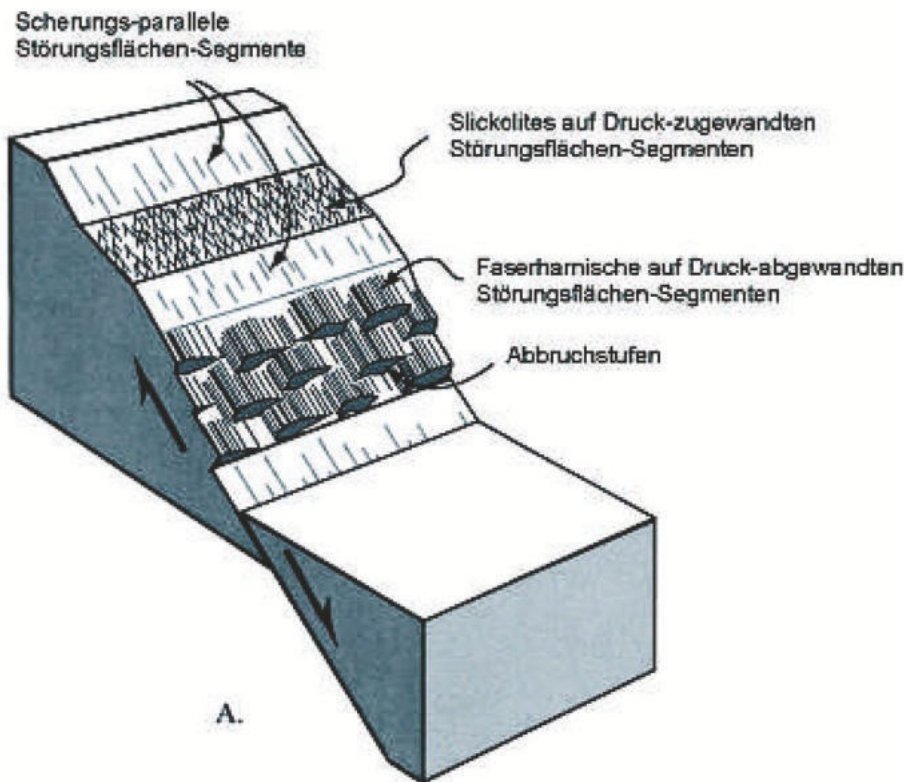


Abb. 16: Genese von Slickolites und Faserharnischen bei einer (sinistralen) Scherbeanspruchung. Schematisches Blockbild (oben) und Schnitt durch die linke Scholle (unten). Weitere Erläuterungen im Text. Die Quelle dieser ursprünglich in Englisch beschrifteten Darstellung ließ sich nicht recherchieren; nur unter der Bezeichnung „Fig. 3.16“ war sie eine Zeit lang isoliert im Internet eingestellt.

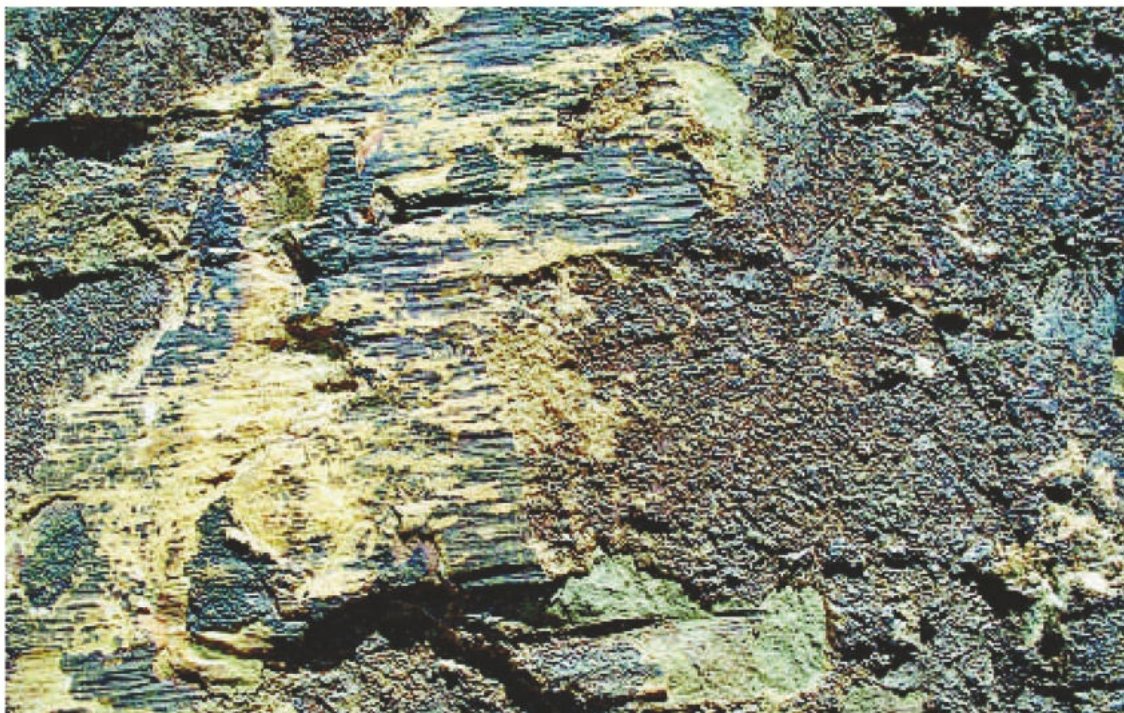


Abb. 17: Nordwest-Südost streichende Kluffflächen im Steinbruch Eßlingen mit großflächigen Klufftapeten und mit deutlich ausgebildeten sinistralen subhorizontalen Harnischlinearen. Diese sind 6 bis 7° nach Nordwesten geneigt und erscheinen gemeinsam mit hellen (oben) oder dunklen, bräunlichen Kalzittapeten (unten, Bildbreite etwa 50 cm).

(mündl. Mitt. Prof. REICHERTER). Dies ist wohl der Tatsache zuzuschreiben, dass es sich hier nicht um Kalksteine, sondern um sehr harte, recht feinkörnige Dolomite handelt (Bettingen-Subformation im höchsten Oberen Muschelkalk, LGB 2005). Diese Karbonatgesteine sind vergleichsweise gering löslich. Allerdings reagieren sie relativ spröde und boten insofern für die Ausbildung und Erhaltung aller hier beschriebenen Bewegungsspuren gute Voraussetzungen.

In der Südost-Ecke des Steinbruchs waren überdies auf kleinen Flächenabschnitten mit Streichwerten zwischen 133 und 160° (Einzelwerte: 133°, 138°, 140°, 142°, 144°, 146°, 148°, 160°) deutliche Harnischstriemungen zu entdecken. Mit etwa 3 bis 5° sind sie schwach nach Nordwesten hin geneigt. Sie gehen einher mit relativ dicken Kalzit-Tapeten.

Entsprechende Beobachtungen ergaben sich etwa 10 m nördlich der hinteren Südost-Ecke des Steinbruchs. Dort waren ausgedehnte Kluftflächen mit großflächigen Klufttapeten und sinistralen subhorizontalen Harnischstriemungen erschlossen. Die Lineare fallen mit 6 bis 7° nach Nordwesten hin ein (Abb. 17). Die Streichwerte der Flächen, die mit hellen Kalzittapeten verkleidet waren, lauteten 154°, 161° und 163°. Diejenigen mit dunkleren, bräunlichen Klufttapeten verliefen 153° und 163°.

Der spezifische Besatz dieser Kluftflächen mit Kristallbildungen zeigt nach Hinweisen von Prof. REICHERTER eine früher herrschende Mangelsituation. Hohlräume dokumentieren inzwischen weggelöste stengelig-nadelige Hungerkristalle. Umgeben werden sie von blockigen Kalzitkristallen (Abb. 18). Offenbar war es hier zu einer Zeit mit noch existierender tieferer Versenkung dieses Gebirgsbereichs zur Auskristallisation von idiomorphen Kristallformen gekommen. Es stand genügend Platz, nicht aber genug gelöstes Material zur Verfügung. Im Steinbruch ließen sich überdies Dolomitblöcke auffinden, auf deren Kluftflächen sowohl klare Kalzit-Tapeten als auch Kristallisate von Eisenmineralen erkennbar waren. Die genetische Reihenfolge der Kristallisationsphasen war jedoch nicht unmittelbar erkennbar. Weiterhin waren an einigen Kluftflächen sinterartige Blumenkohl-ähnliche Kalzitkristalle zu beobachten. Eine spezielle Untersuchung des genetischen Nacheinanders verschiedener Generationen von Kristallbildungen und Harnischstriemungen in dieser Aufschlusslokalität müsste lohnend sein.

Als wahrscheinliche Zeugnisse eines sehr jungen tektonischen Ereignisses klassifizierte und vermaß Prof. REICHERTER belagfreie Kratzspuren entlang einer dieser Kluftflächen (Abb. 19). Sie entstammen einer weiteren sinistralen Verschiebung. Die Flächendaten sind 150°/82° SW, das entsprechende Linear fällt mit 4° nach NNW hin ein (Azimuth: 340°).

Noch etwas weiter nördlich, in Richtung auf die Rampe zu, fanden sich weitere, mit 11 bis 13° rheinisch streichende Kluftflächen mit zahlreichen Kristallbildungen und mit horizontalen Harnischstriemungen (Abb. 20).

Im Winter 2010/2011 wurde nordwestlich der bisherigen Abbaubereiche ein neues Steinbruchareal eröffnet. Die abdeckenden, stärker mergeligen Schichtpartien der Ceratitenschichten (Irrel-Formation) oberhalb der Bettingen-Subformation wurden abgetragen. Lokal sind die massigen Dolomitabfolgen dieser Sonderfazies bereits freigelegt. Im März 2011 zeigte eine Erstbegehung, dass auch hier eine auffällige „Engkluftzone“ entwickelt ist (R 25 36 525, H 55 30 880). Im Gegensatz zu den umliegenden Bereichen mit metergroßen Kluftkörpern sind

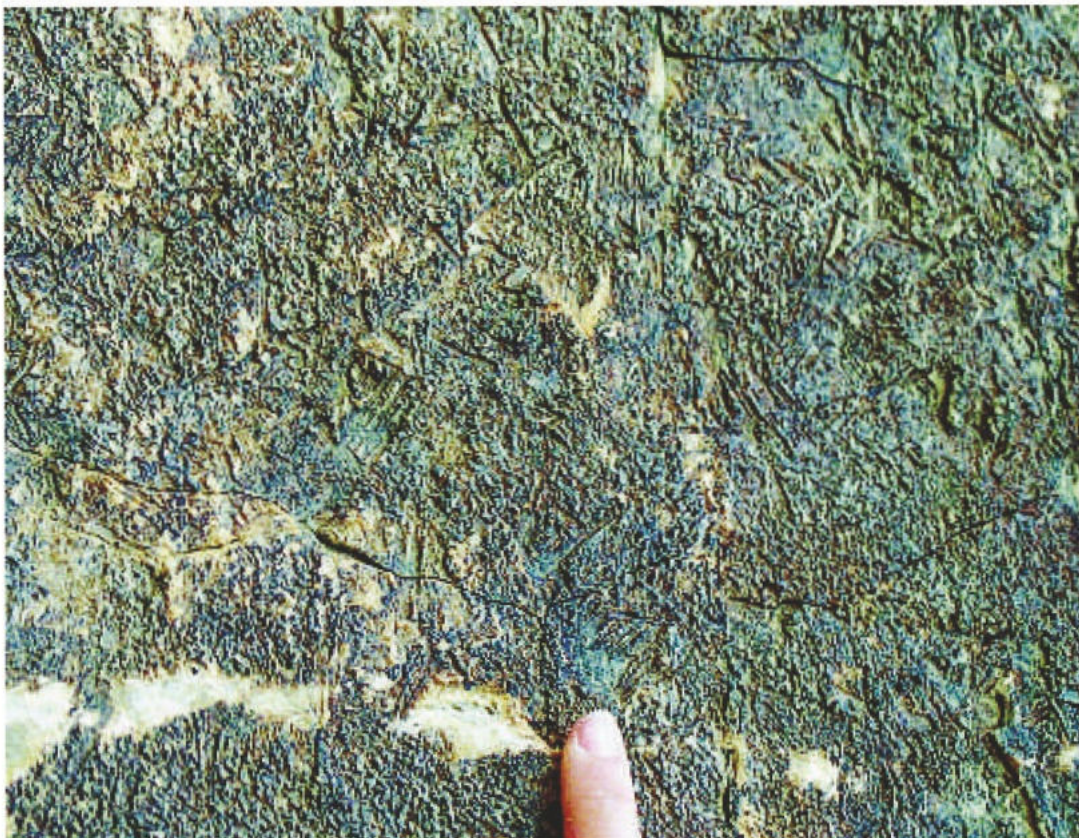


Abb. 18: Klufflächen mit verschiedenen Kristallbildungen im Steinbruch Eßlingen, die teilweise einen ehemaligen Mangel an gelöstem Mineralmaterial dokumentieren (Hungerkristalle).



Abb. 19: Belagfreie Kratzspuren, mit 4° nach NNW geneigt, entlang einer der auch in Abb. 17 unten abgebildeten Kluffflächen.



Abb. 20: Rheinisch streichende Kluffflächen mit zahlreichen Kristallbildungen und horizontalen Harnischströmungen.

die Kluffflächen dort cm-dicht geschart. Die Streichwerte dieser Trennflächen schwanken zwischen 0 und 12°. Offenbar ist auch hier eine mechanische Einwirkung des rheinischen Blattverschiebungslinements dex V zu verzeichnen (DITTRICH 2009: Abb. 18). Horizontalharnische waren wegen der fortgeschrittenen Karbonatlösung und Klufferweiterung (Verkarstung) dieser oberflächennahen Felspartien nicht aufzufinden. In den zukünftig freigelegten tieferen Dolomiten werden dafür bessere Voraussetzungen bestehen.

4.2.3. Steinbruch Sölm

Ein Dolomit-Steinbruch bei Sölm – „Kalkstein“ in der TK 25 – ist in den letzten Monaten deutlich vergrößert worden [9]. Im neu angefahrenen Bereich links vorne an der Steinbruch-Zufahrt (TK25-Blatt 6005 Bitburg: R 25 40 325, H 55 31 475) ist eine markante, 30 bis 35 m breite Zerrüttungszone freigelegt worden (Abb. 21). Ihr Streichen war während der Planierung der vorderen Steinbruchfreifläche offensichtlich gewesen. Anhand einer Beschreibung durch den Steinbruchbetreiber und anhand einer Geländemarke – die Ecke eines dort errichteten Gebäudes – ließ sich das heute nicht mehr sichtbare Streichen der Zerrüttungszone auf ungefähr 45° einmessen.

Ein vertikaler Versatz ist mit dieser Störungszone nachweislich nicht verknüpft. Ein mächtiges Mergelband an der Basis der stark zerlegten Dolomitabfolgen lässt sich mehr oder weniger ungestört horizontal durchverfolgen. Die starke mechanische Beanspruchung des Gesteins ist dennoch offensichtlich. Horizontalbewegungen mit entsprechender Zerschierung und Fragmentierung der spröden Dolomite der Trochitenschichten (mo1) würden dies erklären. Tatsächlich liegt diese Zerrüttungszone in der unmittelbaren Verlängerung der sinistralen Blattverschiebungszone sin VII nach DITTRICH (2009: Abb. 16). Diese war anhand von tektonischen Befunden im Südwesten angenommen worden. Eine nordostwärtige Fortsetzung dieser diagonal streichenden Zone ist plausibel.

Direkte Hinweise auf den Verschiebungssinn der Zerrüttungszone bei Sölm waren wegen der diagnostisch ungünstigen Aufschlussverhältnisse zunächst nicht zu gewinnen. Es handelte sich um eine geradlinig freigelegte, ziemlich instabile, 15 m hohe Steilwand. Bessere Untersuchungsbedingungen wurden dann jedoch Mitte März 2011 vorgefunden. Ein kleiner Felssturz an der Steilwand hatte zum Ausbruch einer eckigen Nische und zur Anhäufung eines Schuttkegels geführt. Dadurch waren zahlreiche, frisch freigelegte natürliche Trennflächen erkennbar und teilweise auch unmittelbar zugänglich. Insbesondere eine markante, wie ein gespiegeltes S gebogene Trennflächenschar am Westrand der Zerrüttungszone fiel ins Auge. Sie streicht 46 bis 47°. An ihr traten deutliche Gleitstriemen auf. Diese verlaufen nahezu horizontal, sie sind nur sehr schwach nach Nordosten geneigt (Abb. 22).

Offensichtlich handelt es sich um eine bedeutende Bewegungsbahn. Ihr Bewegungssinn war nur schwer zu ermitteln. Wegen der tertiären Verwitterung der Dolomite sind die Gleitflächen von lehmigem Material bestimmt, kristalline Faserharnische fehlen. Zahlreiche Gleitflächen sind cm-dicht nebeneinander angeordnet. Lokal zu beobachtende, kleine Ausbrüche entlang von Riedelflächen, die nach NNE gerichtet sind, deuten jedoch darauf hin, dass es sich um eine sinistrale Bewegung handelt (Abb. 23).

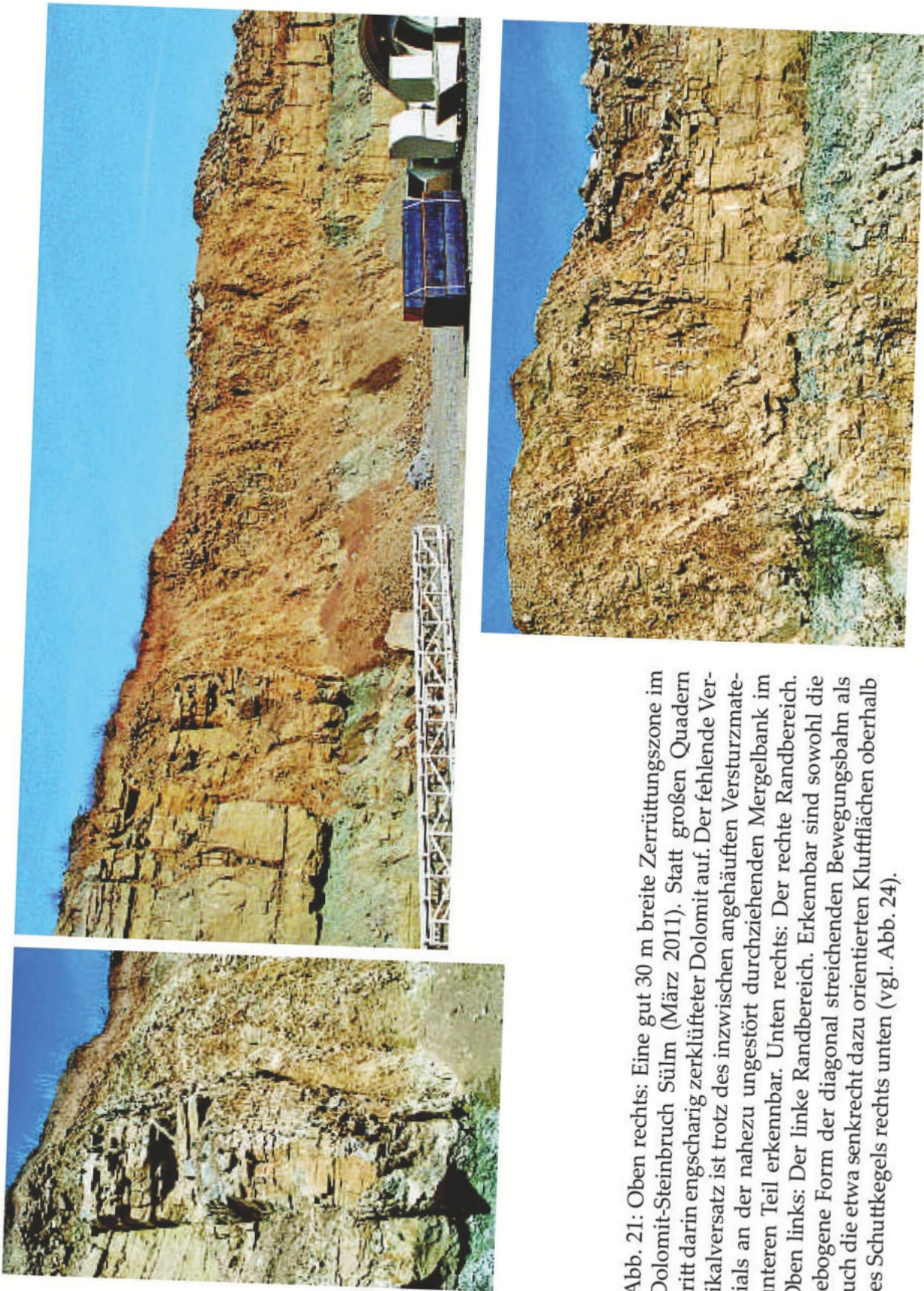


Abb. 21: Oben rechts: Eine gut 30 m breite Zerrüttungszone im Dolomit-Steinbruch Sülzm (März 2011). Statt großen Quadern tritt darin engscharig zerklüfteter Dolomit auf. Der fehlende Vertikalversatz ist trotz des inzwischen angehäuften Versturzmaterials an der nahezu ungestört durchziehenden Mergelbank im unteren Teil erkennbar. Unten rechts: Der rechte Randbereich. Oben links: Der linke Randbereich. Erkennbar sind sowohl die gebogene Form der diagonal streichenden Bewegungsbahn als auch die etwa senkrecht dazu orientierten Klufflächen oberhalb des Schuttkegels rechts unten (vgl. Abb. 24).

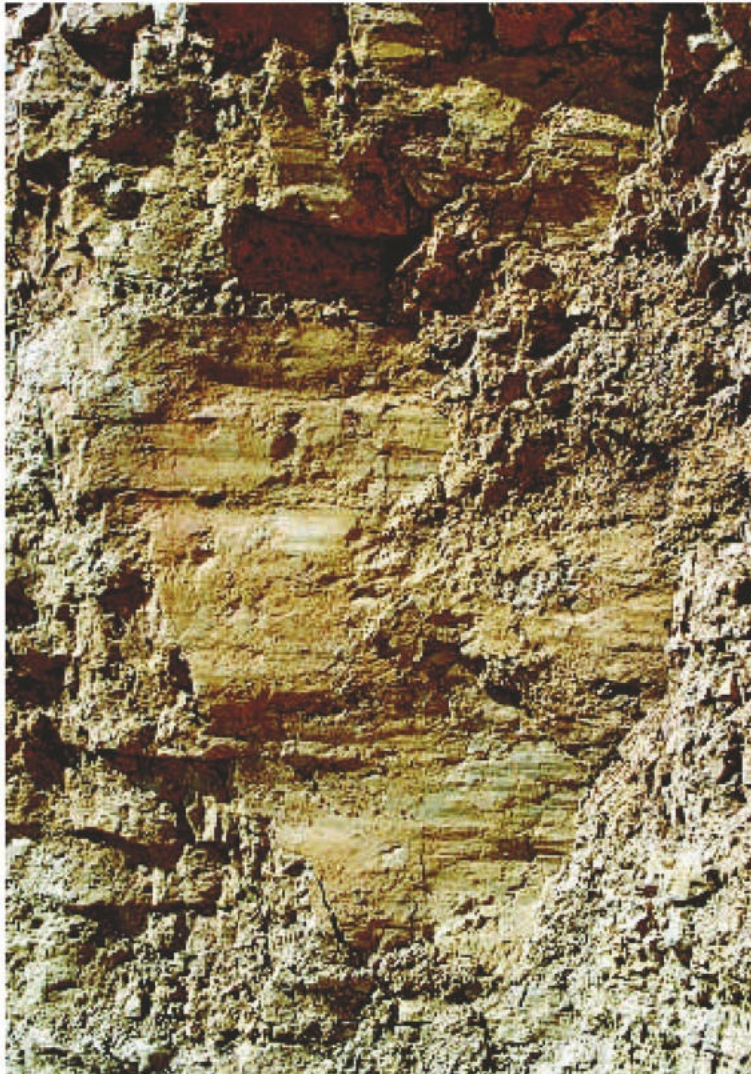


Abb. 22: Etwa horizontal verlaufende Striierungen auf den gebogenen Kluftflächen von Abb. 21.

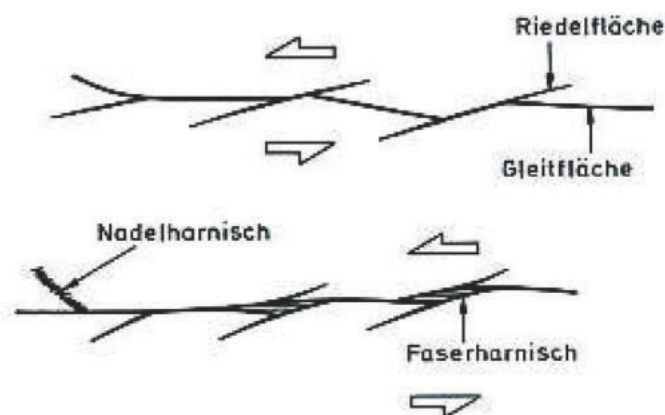


Abb. 23: Schema zur Entstehung von (sinistralen) Faserharnischen und Nadelharnischen (Slickolites) in einem Bereich mit intensiven Fluidbewegungen und Lösungstransport (aus: EISBACHER 1996).



Abb. 24: Gleitstriemen auf den etwa 135°-streichenden (konjugierten?) Bewegungsflächen.

Die Gegenseite des Felsausbruchs wurde ebenfalls von einer Schar von Bewegungsflächen ausgestaltet (Abb. 21 unten). Streichwerte von 133°, 137° und 151° konnten dafür eingemessen werden. Subhorizontale Bewegungsspuren sind darauf angelegt. Sie sind mit etwa 5 bis 10° nach Nordwesten geneigt (Abb. 24). Ein Bewegungssinn war nicht unmittelbar bestimmbar. Sollte es sich bei der 151°-Fläche jedoch um eine Riedelfläche zur etwa 135°-streichenden Hauptgleitfläche handeln, wäre ein dextraler Verschiebungssinn abzuleiten. Ob es sich um die konjugierten dextralen Bewegungsflächen desselben Bewegungsaktes handelt, bleibt zunächst offen.

Die Wahrscheinlichkeit, dass es sich bei der in Sülme erschlossenen diagonalen Bewegungsbahn um eine Fortsetzung der sinistralen Blattverschiebung sin VII handelt, ist sehr hoch. Dies vorausgesetzt, lässt sich eine geringfügige „Versteilung“ dieses Lineamentes nach Nordosten hin feststellen. Im Südwesten ist noch ein Streichen von 56° entwickelt. Bei Sülme erscheinen dann Werte von 45 bis 47°. Nach Nordosten hin läuft diese Lineation genau auf die diagonalen Störungen im Raum Philippsheim–Dudeldorf zu, wie sie von MÜLLER (2006) und – im westlichen Anschlussgebiet – von GREBE (1891) auskartiert worden sind. Diese streichen etwa 50 bis 52°. Eine geringfügige „Versteilung“, also eine gewisse Nord-Tendenz von diagonalen Großstrukturen im äußeren Nordosten der Trierer Bucht deutet sich auch in Abb. 5 an.



Abb. 25: Horizontale Bewegungsflächen im Luxemburger Sandstein östlich von Holsthum. Links oben: Wie ein gespiegeltes S gebogene Scherflächen verleihen dem massigen Sandstein ein „gescheibtes“ Aussehen. Rechts unten: Aufsicht auf eine nahegelegene ESE-WNW streichende Fläche. Deutlich sind horizontal ausgerichtete dextrale Faserharnische zu erkennen.

4.2.4. Südost-Bereiche der Lias-Plateaus

Horizontale Harnische im Luxemburger Sandstein fanden sich an der Landesstraße L 2 von Holsthum nach Wolsfelderberg. Der Aufschluss liegt in der Spitzkehre im Lias-Ausbissbereich östlich über Holsthum (R 25 31 020, H 55 28 420, [10]). Schon von weitem fiel eine typisch wellig „gescheibte“ Sandstein-Absonderung durch engscharige Klüfte auf (Abb. 25). Auf den gebogenen „Scheibenflächen“ sind undeutliche Horizontalharnische ausgebildet. Es sind etwa 25° streichende Strömungen mit kleinen Abbruchkanten von Faserharnischen, die einen dextralen Bewegungssinn anzeigen. Subhorizontale dextrale Faserharnische, schwach nach ESE geneigt, waren auf einer ausgedehnten, ESE-WNW streichenden Kluffläche anzutreffen. Eingemessen wurden die Streichwerte 118°, 120° und zweimal 122°. Im westlichen Aufschlussbereich waren überdies unklare, nicht näher zu spezifizierende horizontale Harnischströmungen auf einer 140°-streichenden Fläche erkennbar.

Erwähnt seien hier auch die Kluffbefunde bei DITTRICH & HERMLE (2010) am Nordrand des Ferschweiler Plateaus und von REINHEIMER et al. (2010) am Südoststrand des Plateaus. Es hatte sich dabei eine lokale Prägnanz von Ost-West-Klüften erwiesen. Deren Streichwerte schwanken maßgeblich zwischen 87° und 110°. Dies zeigten die Kluffrosen vom Hartberg nördlich von Schankweiler und – vor allem – nördlich von Peffingen. Auch im Süden, in der Region Teufelsschlucht/Ernzen–Irreler Wasserfälle und im Umfeld des Weilerbach- und des Gutenbachtals, ist die Ost-West-Kluffschar generell sehr markant ausgebildet. Sie erscheint dort neben einer allgegenwärtigen rheinischen 0 bis 20°-Richtung und einem zweiten Maximum in der (W)NW-(E)SE-Richtung. Ein kausaler Zusammenhang der Ost-West-streichenden Klüfte mit den lokalen Schichtneigungen oder mit vertikaler Störungstektonik ist in allen Fällen nicht zu erkennen. Dies macht diese Kluffrichtung interessant für andere mechanische Ausdeutungen.

Bemerkenswert ist der Vergleich der Kluffrosen mit den Luftbildlinearen derselben Region. In der Untersuchung von REINHEIMER et al. (2010: Abb. 12 und 13) sind nämlich beide Auswertungsverfahren detailliert angewendet und dargestellt worden. Erstaunlicherweise existiert kaum eine Deckung der jeweiligen Richtungsaussagen. Die rheinische Hauptrichtung der Klüfte tritt bei den Luftbildlinearen nahezu nicht in Erscheinung. Nur am äußersten Südrand des Ferschweiler Plateaus ist sie vereinzelt anzutreffen. Auch die (W)NW-(E)SE-Kluffrichtung wird relativ wenig nachgezeichnet. REINHEIMER et al. (2010) berichteten lediglich von zwei Richtungsmaxima der Lineare, bei 55° und bei 60 bis 77°. Eine Ost-West-Richtung der Lineare ist nur am äußersten Südrand des Plateaus zu erkennen. Dieser Befund weicht deutlich von den Darstellungen von GRONEMEIER (1976) ab, wo in derselben Region die Ost-West-Richtung die dominante Lineationsausrichtung darstellte (Kap. 4.1.). Allerdings wurden in den beiden Untersuchungen unterschiedliche Befliegungsdaten verwendet. Bei REINHEIMER et al. (2010) stammten sie von 1953 und von 1995, bei GRONEMEIER (1976) aus den Jahren 1964 und 1970. Offenbar können die Ergebnisse von derartigen Luftbildauswertungen stark variieren. Die Kluffrosen der neueren Untersuchungen – sie sind nicht kumulativ wie bei GRONEMEIER, sondern jeweils auf eine konkrete Lokalität bezogen – zeigen jedoch eine gute Übereinstimmung mit den Photolineationen bei GRONEMEIER. Beide Male ist nicht nur die rheinische, sondern auch die Ost-West-Richtung auffällig betont.



Abb. 26: Eine Scherzone im Südwestteil des Muschelsandstein-Bruches bei Kersch. Oben: Auffällig eng geklüftete Zone inmitten von großen Sandstein-Quadern. Unten: Detailansicht mit einer S-förmig gebogenen Klufffläche.

Eine Entstehung dieser sich vielfach abzeichnenden Ost-West orientierten Zerrüttungsrichtung durch Scherbewegungen ist denkbar (Teil III).

4.2.5. Steinbruch Kersch

In den Steinbrüchen zwischen Udelfangen und Kersch wird seit vielen Jahren die Werksteinzone des Unteren Muschelkalks abgebaut. Es ist eine besonders homogene und kompakte Sandstein-Einschaltung innerhalb der sehr wechselhaften Gesteinsabfolge des Muschelsandsteins (mu1; vgl. LGB 2005). Lithostratigraphisch wird diese Werksteinzone neuerdings auch als Kersch-Subformation innerhalb der Udelfangen-Formation ausgegliedert (DITTRICH in Vorb. c). Der schwach dolomitisch zementierte, etwas tonige Fein- bzw. Fein-Mittelsandstein ist ein vergleichsweise hartes Gestein, mit gut ausgebildeten Kluftflächen. Unter günstigen Umständen – in frisch erschlossenen Abbaubereichen und unter schützenden Überhängen – können darin einmessbare Horizontalharnische erhalten sein.

Eine Begehung im September 2010 im aktuellen Abbaufeld (TK25-Blatt 6205 Trier: R 25 39 700–830, H 55 16 700–800; [11] in Abb. 36 im Kap. 4.3.) erbrachte zahlreiche strukturelle Befunde. Die Kluftrichtungen scharen sich im Bereich zwischen 68 und 82° und zwischen 150 und 155°. An drei verschiedenen Standorten im Steinbruch wurden Horizontalharnische aufgefunden. Die Streichwerte und Ausprägungen unterschieden sich jedoch.

Die erste Beobachtung stammt vom südwestlichen Teil der temporären Abbruchkante der Werksteinzone. Zwischen den von weitständigen Einzelklüften begrenzten Sandstein-Körpern fiel dort eine dichter geklüftete, stärker zerrüttete Zone auf (Abb. 26). Eine der Kluftflächen ist S-förmig gebogen. Auf zwei Kluftflächen konnten ein 30° und ein 32° streichender Horizontalharnisch eingemessen werden. Sie werden teilweise von reliktsch erhaltenen Kalzittapeten begleitet. Auf zwei weiteren Flächen – 6 bzw. 22° streichend – fanden sich undeutlich entwickelte horizontale Harnischlineare. Alle diese horizontalen Harnische waren relativ undeutlich entwickelt und deshalb hinsichtlich ihrer Bewegungsrichtung nicht sicher abzuklären.

Einige Meter südlich traten dann auffällige Schrägklüfte auf. Ihre Streichwerte schwankten zwischen 80 und 82°, die Flächen fielen mit 70 bis 80° nach Norden hin ein. Eine parallel verlaufende, nahegelegene Abschiebung ist anzunehmen (vgl. auch Kap. 4.2.6.). Diese ist bislang unkartiert geblieben, möglicherweise handelt es sich dabei nur um eine Kleinstörung. Von ihrer Lage und variszischen Orientierung her müsste es sich um eine Nordrand-Störung der alt angelegten Schwelle von Blaschette–Born handeln (Abb. 2 und 5). Die prägnant ausgebildeten, teilweise etwas gebogenen Schrägklüfte sind geknüpft an eine härtere, sprödere Gesteinspartie des Sandsteins. Es handelt sich um den einige Dezimeter mächtigen, Feinschill-führenden, deutlich karbonatreicheren Topbereich einer sehr mächtigen Sandsteinbank (Abb. 27). Auf den Kluftflächen erscheinen horizontale Rillungen (vgl. Kap. 4.2.7.). Die Rillungen oder Striemungen lassen keinen Bewegungssinn erkennen.

Unter der Zufahrtsrampe, im Nordostteil des aktuellen Steinbruchs, waren weitere Beobachtungen zu den Schrägklüften möglich (Abb. 28). Sie fallen mit 60 bis 80° nach Norden hin ein. Insgesamt sind sie etwas bogenförmig ausgebil-



Abb. 27: Variszisch streichende Schrägklüfte in einer stärker karbonatischen Partie des Muschelsandsteins im Steinbruch bei Kersch (vgl. Abb. 33 in Kap. 4.2.6.). Unten: Rillungen entlang dieser Schrägklüftflächen (vgl. auch Kap. 4.2.7).

Abb. 28: Horizontale Bewegungsbahnen unter der Zufahrtsrampe des aktuellen Steinbruchs. Oben: Variszisch streichende, lokal bogenförmig verbundene Schrägklüfte. Mitte: Blick auf eine etwa 84° streichende Bewegungsbahn. Unten: Nahezu horizontale Strömungen auf mehreren dicht hintereinander liegenden, wechselnd angebrochenen Bewegungsflächen. ▶

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht





Abb. 29: Dextrale, etwa 55° streichende Faserharnische (oben) und gestriemte Klufttapeten (unten) in einem engscharig zerklüfteten Bereich im Südost-Teil des Steinbruchs Kersch.

det. Sechs Streichwerte zwischen 78 und 86° (durchschnittlich: 82°) konnten eingemessen werden. Eine besser freigelegte, 84° -streichende Fläche trägt orange-gelbliche Striemen. Ein Bewegungssinn ließ sich nicht unmittelbar feststellen. Die entsprechenden Lineare sind sehr schwach (etwa 2°) nach WSW geneigt. Vom Gesamteindruck her handelt es sich um ältere Schrägklüfte, die sekundär horizontaltektonisch mobilisiert und überprägt worden sind. Auf mittlerer Höhe der Steinbruchwand betraf dies Nord-einfallende Kluftflächen. Im oberen Teil schwenken die Bewegungsflächen in die Vertikale ein und verlieren sich optisch in einer dünnbankigen, stark mergeligen Wechselfolge. Im unteren Teil der

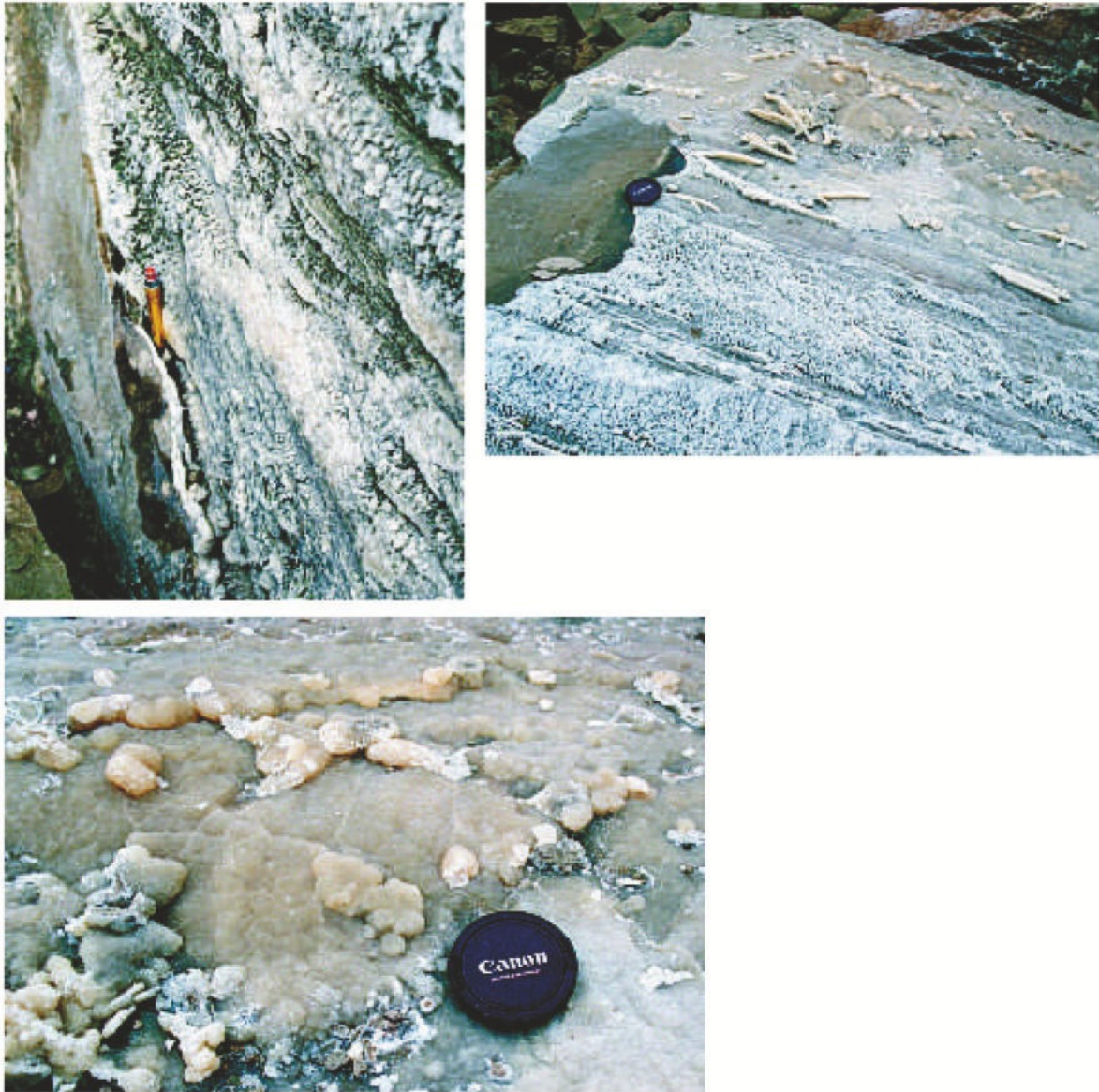


Abb. 30: Kalzit-Auskristallisation an stark geweiteten 155°-streichenden Kluftflächen im Sandsteinbruch Kersch. Oben links: Klufttapete an einer Großkluft im noch anstehenden Muschelsandstein. Oben rechts und unten: Kluftbeläge an herausgebrochenen Sandsteinblöcken.

Steinbruchwand – nicht gut erschlossen – waren es Süd-einfallende Schrägklüfte, die mobilisiert wurden. Die Horizontalverschiebung vollzog sich somit an ungewöhnlich stark ausgeformten Bewegungsflächen. Die Nord- und die Süd-geigten Schrägklüfte wurden offenbar mechanisch verknüpft und durch die neue Bewegung stärker betont.

Weitere Horizontalharnische fanden sich in einer witterungsgeschützten Ecke der temporären Abbaufrent im Südost-Teil des Steinbruchs. Es waren zarte dextrale Faserharnische, die auf eng gescharten Kluftflächen aufsaßen (Abb. 29). Als Streichrichtungen dieser Kluftflächen wurden 50°, 56°, 58° und 59° eingemessen.

Reste horizontalgestreimter hellorange-gelber Klufttapeten zeigten Streichwerte zwischen 56 und 68° (6 Werte, durchschnittlich: 63°).

Andere Beobachtungen im Kerscher Steinbruch waren etwa 155° streichende Großklüfte. Sie sind etwa 2 bis 5 cm weit geöffnet, die entsprechenden Flächen sind intensiv mit Kalzit beschlagen. Es fanden sich vielfältige, oft recht maleische Kristallisationen (Abb. 30). Wahrscheinlich dokumentiert sich darin eine Dehnung senkrecht zu diesen 155° -Flächen, also in 65° -Richtung.

4.2.6. Stadtbezirk Trier-Pallien

In diesem Gebiet sind maximale Schichteinfallswerte von 20° nach Nordwesten und WNW einzumessen (NEGENDANK 1983). Entlang des Trierer Moselufers schwanken die Einfallswerte zwischen 6 bis 20° (vgl. GK 10 von DEGEN et al. 1981). Die Lagerungsverhältnisse dieser Region wurden von NEGENDANK (1983: S. 94) geschildert. Zahlreiche lang gestreckte Störungen mit Sprunghöhen von 30 bis 200 m hätten das Gebiet in mehrere parallel verlaufende Leistenschollen zerlegt. Ihr Streichen wurde auf etwa 40 bis 50° beziffert. Hinzu kämen kleinere Störungen in 0 bis 20° -Richtung mit Sprunghöhen von nur wenigen Metern bis maximal 40 m. Insgesamt sei dadurch ein komplizierter Bruchschollenbau entstanden.

Zahlreiche tektonische Informationen liefert das schon bei NEGENDANK (1983) angeführte ausgedehnte Aufschlussareal über dem Weinberg Augenscheiner am westlichen Moselufer in Trier. Es ist die Rückwand eines ehemaligen Steinbruchs (TK25-Blatt 6205 Trier: R 25 46 070-750, H 55 15 080-460). In Abbildung 36 in Kap. 4.3. ist diese Lokalität mit der Signatur [12] angedeutet. Konglomeratische Sandsteine des Unteren Buntsandsteins liegen hier diskordant dem höheren Rotliegend auf (LGB 2005). Dies wiederum besteht aus Ton- und Siltsteinen der höheren Altrich-Formation (Salmtal-Subformation). Im Kontaktbereich zum Grundwasser hemmenden Liegenden sind die Buntsandstein-Konglomerate auffällig gebleicht und von dezimeterdicken Eisenkrusten durchzogen.

Die lang gestreckte Aufschlussfront ist durch zahlreiche staffelförmige Abschiebungen mit unterschiedlichen Versatzbeträgen in mehrere Einzelschollen gegliedert. Von besonderem Interesse sind die Beobachtungen im Bereich der „Laubennische“ und an den besonders stark tektonisierten Felswänden im Bereich des oberen Endes des Weinbergsweges.

Die Laubennische (R 25 46 620, H 55 15 420) ist ein nischenartiger Felsausbruch im höheren Bereich des Weinbergsweges. In früheren Jahren, als deren Firse noch besser intakt war, ist diese kleine Höhle mit schöner Aussicht über Trier von Weinbergarbeitern und einem zeitweise in der Nähe wohnhaften Eremiten mit Gartenmöbeln ausgestattet und als Rastplatz genutzt worden (Abb. 31).

An der Höhlenwand zeigt sich eine 10 bis 13° -streichende, mit 57 bis 59° nach ESE einfallende Abschiebung. Kleinere Staffelstörungen in der unmittelbaren Nähe der Nische streichen 0 bis 22° , Werte um 4 bis 7° überwiegen. Der vertikale Versatz der zuerst genannten Abschiebung beträgt etwa 7 m. Etwa 50 bis 70 cm über der Hauptstörungsfläche existiert eine zweite, parallel verlaufende Störungsfläche mit knapp 1 m Versatz. Auf beiden Störungsflächen verlaufen normale, also entlang der Flächen abwärts gerichtete Harnischstriemungen. In der Gesteinspartie zwischen den beiden Abschiebungsflächen, sehr dicht über der Hauptstörungsfläche, sind auf einer polierten Flächenpartie subhorizontale

Harnischstriemungen zu finden. Sie streichen 16° , die Lineare fallen mit 20° nach SSW (Richtung Trier) ein. Prof. Dr. K. REICHERTER bestimmte daran einen sinistralen Bewegungssinn.

Auffällig ist, dass die rheinisch streichende linkshändige Verschiebungsfläche mit etwa 58° ein sehr untypisches, vergleichsweise flaches Einfallen zeigt. Wahrscheinlich ist hier eine präexistierende Abschiebung reaktiviert worden. In der schmalen mechanischen Schwächezone zwischen der Hauptstörung und ihrer Nebenstörung konnten nachfolgende schernde Beanspruchungen wohl vergleichsweise leicht ansetzen.

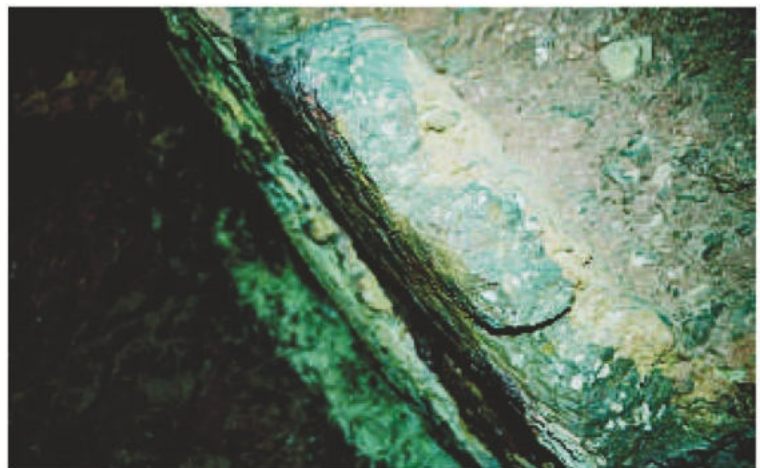
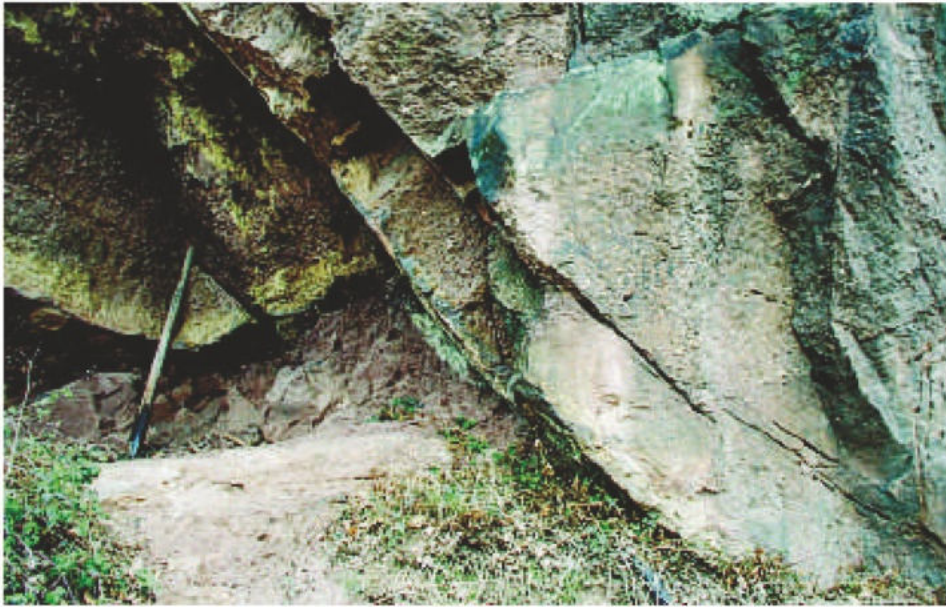
Eine zusätzliche Beobachtung an der Hauptstörungsfläche der Laubennische war eine 10 cm, lokal auch 15 cm mächtige Vererzung. Mit wechselnder Intensität und Breite durchzieht sie den konglomeratischen Sandstein der schmalen Zwischenscholle (Abb. 31 unten).

Am oberen Ende des Weinberges versetzt eine große Abschiebung Rotliegend und basalen Unteren Hauptbuntsandstein gegen (höheren) Mittleren Hauptbuntsandstein (bei DEGEN et al. 1981: „ro“ mit auflagerndem „sm1“ gegen „sm2“). Der Versatzbetrag liegt bei 70 bis 80 m. Wenige Meter davor wird die etwas zurückgesetzte Front der Felswand von einer 97 bis 104° -streichenden Bewegungsfläche gebildet (Abb. 32 oben). Diese Fläche ist teilweise poliert und sehr steil, etwas nach Süden gerichtet. Die darauf erkennbaren horizontalen Harnischstriemungen waren nicht näher zugänglich. Aus der Entfernung war der Verschiebungssinn für mich nicht erkennbar. Nach einer Sichtung von Fotos dieses Aufschlussbereiches bewertete Prof. REICHERTER sie als mögliche dextrale Bewegungsspuren (schriftl. Mitt.). Etwa 5 m westlich davon tritt eine nahezu saigere, 147 bis 149° -streichende Scherfläche aus der Steilwand heraus (Abb. 32 unten). Sie liegt hoch über dem Weg und ist ebenfalls nicht unmittelbar zugänglich. Prof. REICHERTER klassifizierte sie anhand von Fotos als eine sekundäre Scherfläche zur vorgenannten Bewegungsfläche.

Weitere strukturelle Beobachtungen am Weinberg Augenscheiner waren Schrägklüfte und eine Zone mit vergleichsweise eng gescharten Klüften.

So genannte Schrägklüfte treten im Nahbereich der Störung an der Laubennische auf. Solche nicht-bankrecht verlaufenden Klüftflächen sind in der Trierer Bucht üblicherweise im direkten Umfeld von Abschiebungsflächen anzutreffen (vgl. etwa JANTOS et al. 2000: Abb. 15). Am Augenscheiner streichen sie rheinisch – 13° und 16° wurden gemessen – und fallen mit etwa 50° nach Osten ein. Derartige Schrägklüfte setzen ab etwa 35 m vor der Hauptstörung ein, zusätzlich zu den normalen, etwa senkrecht orientierten Klüftflächen (Abb. 33). Vor der ersten Abschiebung im unteren Teil des Weinbergsweges setzen gleich ausgerichtete Schrägklüfte schon in einem Abstand von 120 m ein.

Gegenüber der Barockkirche St. Paulin und dem Sportplatz zeigt sich an der Augenscheiner-Felswand eine frische Steinschlagstelle. Dort treten vergleichsweise engständige Klüfte auf. Ihre Abstände liegen im Dezimeter-Bereich. Die Klüftflächen streichen ungefähr 136 bis 142° . Dies erinnert an die von NEGENDANK (1983) notierten Horizontalharnische, die 135° streichen (Kap. 4.1.). Oberhalb der Steilwand, entlang des Eifelsteigs, wurde auch eine auffällige saigere Klüftfläche aufgefunden, die mit 142° streicht und mit einer 1 cm dicken Eisenkruste überzo-



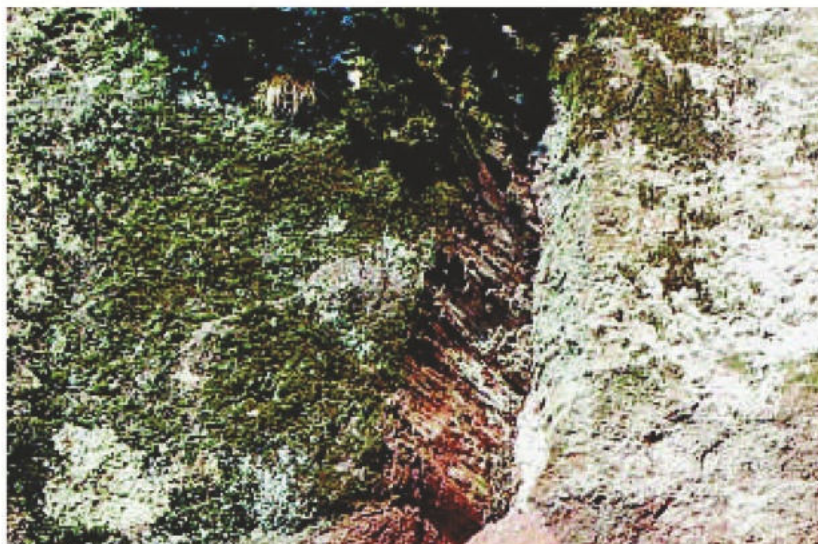


Abb. 32: Horizontale Bewegungsflächen am oberen Ende des Weinbergweges am Augenscheiner. Oben: Ausgedehnte, etwa 100° streichende Bewegungsfläche oberhalb des Weges. Unten: Westlich davon aus der Wand heraustretende 148° -Scherfläche.

◀ Abb. 31: Beobachtungen an der Laubennische am Weinberg Augenscheiner in Trier-Palilien. Oben: Zwei parallel verlaufende, nach ESE einfallende Abschiebungen, die erste mit einem Vertikalversatz im Meter-Bereich, die zweite im Dezimeter-Bereich, bringen tieferen Buntsandstein gegen höheres Rotliegend. Mitte: Nach SSW geneigte sinistrale Harnischlineare knapp oberhalb der Hauptstörungsfläche. Unten: Vererzung im Buntsandstein entlang der horizontal überprägten Abschiebungsfläche. Im Hintergrund sind die teilweise gebleichten Ton-Siltsteine des höheren Rotliegend auf der Hochscholle erkennbar.



Abb. 33: Im Nahbereich der Abschiebungen zusätzlich zu den normalen Klufflächen ausgebildete Schrägklüfte am Weinberg Augenscheiner.



Abb. 34: Subvertikale Bewegungsspuren auf der Abschiebungsfläche an der Jupp-Seiler-Treppe zwischen Trier-Pallien und Trier-Biewer.

gen ist. Der Fundort liegt über dem Westrand des Steinbruchareals (R 25 46 250, H 55 15 230).

Etwas östlich des Weinbergs Augenscheiner befindet sich ein weiterer alter Steinbruch im Unteren Buntsandstein (bei DEGEN et al. 1981 und NEGENDANK 1983: „sm2“). Es ist der Exkursionspunkt 12.2.4 (R 25 46 875, H 55 15 490, [13]). Ein Fußweg, laut einer Gedenktafel der Jupp-Seiler-Weg, führt mit einer gut ausgebauten Treppe hinauf ins „Falsche Biewertal“. Am oberen Treppenteil ist in Geotop-artiger Aufschlussqualität eine große Abschiebung freigelegt. Sie streicht etwa 44° und fällt mit 57° nach Südosten ein. Auf der Störungsfläche markieren deutliche Gleitstriemen die Bewegungsrichtung (Abb. 34). Diese sind nicht genau nach unten gerichtet. Sie weichen etwa 25 bis 30° von der Falllinie auf der Störungsfläche ab und zeigen in südwestliche Richtung. Demnach handelt es sich um eine Schrägabschiebung. Faserharnische sind nicht erkennbar gewesen.

Im Stadtbezirk Trier-Pallien gab es noch mehr Beobachtungen, die möglicherweise tektonisch relevant sind. Es sind auffällige Vererzungen an Störungsflächen. Schon von NEGENDANK (1983) sind bis zu 0,5 m breite vererzte Störungszonen angeführt worden. Dies betraf unter anderem eine Südost-absetzende 40 m-Abschiebung zwischen Sirzenich und Trier-West, deren Raumlage mit $25^\circ/70^\circ$ SW angegeben worden war (Exkursionspunkt 12.4.13). Die heutige Aufschlussituation ist schlecht, so dass die dortigen Gegebenheiten nicht mehr genau nachvollzogen werden konnten. Die Position dieser und aller nachfolgend aufgeführten Vererzungen ist in der Abb. 36 in Kap. 4.3 markiert worden.

Eine andere derartige Vererzung war von NEGENDANK (1983) an einer Nordwest-absetzenden, bogig verlaufenden 80 m-Abschiebung am Süd-Hang des Kockelsberges beschrieben worden. Es ist der Exkursionspunkt 12.2.9 (R 25 45 015, H 55 15 560). Aufgrund eines kleineren Versturzes der Wegböschung – eventuell auch durch eine Verbreiterung des Forstweges – ist die dortige Aufschluss-Situation verändert. Die Aufschlussverhältnisse lassen keine Verifizierung der von NEGENDANK notierten Störungssituation zu. Vererzungen sind dort nicht mehr aufzufinden. Jedoch zeigte ein aus der Böschung herabgestürzter Sandsteinblock subvertikale Quarz-Faserharnische an einer Außenfläche. Die entsprechende Bewegungsfläche war in Relation zur Ober- und Unterseite des Blockes etwa 50 bis 55° geneigt. Die Bewegungsspuren wichen um etwa 30° von der Vertikalen entlang dieser Fläche ab. Ähnlich wie an der Jupp-Seiler-Treppe (Punkt 12.2.4) dokumentiert sich hier also wohl eine Schrägabschiebung.

Eine weitere, recht starke Vererzung war von NEGENDANK (1983) bei einer Kleinstörung am Schusterskreuz notiert worden. Es ist der Exkursionspunkt 12.1.14 (R 25 45 770, H 55 16 060). Eine eigene Begehung ergab Folgendes. In Böschungen unmittelbar nördlich und nordöstlich der Wegkreuzung ist dort eine 36 bis 47° -streichende, nach Südosten abschiebende Verwerfung erschlossen. Die Störungsfläche fällt mit 59 bis 61° ein. Der Versatz beträgt nur wenige Meter. Wahrscheinlich handelt es sich um eine kleinere Staffelstörung, die der großen Südost-absetzenden Abschiebung östlich davon zuzuordnen ist (vgl. auch DEGEN et al. 1981). Diese ist durch einen etwas bogigen Verlauf gekennzeichnet. Die Störungsfläche am Schusterskreuz wird von einer bis zu 25 cm breiten, teilweise unregelmäßig aufgezwigten Vererzungszone begleitet. Horizontalharnische sind (bisher?) nicht nachzuweisen gewesen.

Eine erst neuerdings, bei der eigenen Nachbegehung gefundene Eisenverkrustung begleitet die Störungsfläche am Exkursionspunkt 12.3.1 (R 25 45 420, H 55 14 485). Die Aufschlusswand befindet sich an der oberen Ampel unmittelbar an der Moselbrücke der Bundesstraße B 51. Die Störung streicht diagonal (Nordost-Südwest), die Störungsfläche fällt mit etwa 85° recht steil nordwestwärts ein. Auch wegen der nahezu saigeren Orientierung der Störungsfläche liegt hier der Verdacht auf eine Horizontalbewegung nahe (mehr dazu in Kap. 4.3.).

4.2.7. Region Sirzenich–Grewenich

Zur Kennzeichnung des empfohlenen Exkursionspunktes 12.5.12 im Eurener Tal ([14]) notierte NEGENDANK (1983: S. 172) bereits, dass dort eine Großstörung Zwischenschichten gegen Oberen Muschelkalk versetzt. Eine eigene Begehung bestätigte dies, mit etwas korrigierter Fortsetzung der Störungslinie in Richtung Nordosten. Der Versatz von höheren Zwischenschichten gegen tiefere Trochitenschichten (mo1) lässt einen Vertikalversatz von etwas über 200 m annehmen. Auf der Tiefscholle stößt hier von Westen her eine kleinere variszisch streichende Störung an (Abb. 4). Interessant ist die tektonische Situation in der steilen Schlucht im Muschelkalk-Dolomit im unmittelbaren Nahbereich der beiden Störungen (TK25-Blatt 6505 Trier: R 25 41 800, H 55 12 520). Dort dokumentieren sich sehr komplexe, nacheinander abgelaufene Bewegungen. Mehrere kleine Einzelschollen sind gegeneinander versetzt und rotiert worden. Auch deutlich ausgeprägte, engscharige Schrägklüfte, die die nahe gelegenen Abschiebungen abbilden, kommen vor.

Dieser Aufschluss sollte zukünftig Gegenstand einer kleintektonischen Spezialbearbeitung sein. Dessen Detail-Beschreibung würde den Rahmen dieser Darstellung sprengen. Für die hier behandelte Thematik sei jedoch Folgendes festgehalten. Faserharnische, aus denen sich unmittelbar ein Verschiebungssinn hätte ablesen lassen, wurden (noch?) nicht aufgefunden. Stattdessen fanden sich sehr zahlreich verschiedenartige (sub-)horizontale Stylolithen, die zu Rillen überprägt worden sind (mündl. Mitt. Prof. REICHERTER). RAMSAY & HUBER (1987) beschreiben für derartige Strukturen folgende Genese. Wenn in einer Region die schon vorhandenen Klufrichtungen (in etwa) parallel zur Kompressionsrichtung verlaufen, kommt es zu gewissen Relativbewegungen der jeweiligen Blöcke zueinander. Die in einer gewissen Versenkungstiefe gleichzeitig ablaufende Drucklösung führt zur Ausprägung von parallel verlaufenden Slickolite-Rillungen (slickolite striae grooves). Bei einer nicht sehr tiefen Versenkung während der Drucklösung – in einem Beispiel kalkulierten RAMSAY & HUBER etwa 1 km – ist es möglich, dass das gelöste Karbonat nach oben hin, eventuell sogar in das Grundwasser-System abgeführt wird und dass es nur in geringem Umfang zur Wieder-Ausscheidung in Form von kalzitischen Kristall-Fasern kommt. Im Aufschluss bei Euren sind die entsprechenden Bewegungsmarken sehr wenig rau ausgebildet. Slickolite-Zapfen fehlen weitestgehend. Starke syngenetische Abfuhr von Karbonat oder aber spätere Verwitterungsprozesse mögen hier eine Rolle gespielt haben. Die Ausrichtung der – korrekt rückrotierten – Flächen mit Rillungen bildet das damals herrschende Spannungsfeld ab. Eine erste, unter Vorbehalt vorgenommene Einmessung von Prof. REICHERTER deutete auf eine alte Einengungsrichtung (σ_1)

von 150°. Dieser Wert muss allerdings später noch durch weitere Messungen gestützt und durch eine gewisse Rückrotation korrigiert werden.

Die Anhöhe „Auf der First“ südwestlich von Fusenich ist ein auffällige Bergkuppe mit Höhen über 360 m ü. NN. Im Gipfelbereich liegt ein alter Steinbruch in den höheren Trochitenschichten (mo1). Aufgrund von tertiären Lösungsprozessen sind die Dolomite gelblich verwittert, so dass sie „absanden“ bzw. „absilten“ (vgl. auch DITTRICH & HERMLE 2010). So erklärt sich wohl die dortige Eintragung „Sandstein“ in der Topographischen Karte (TK 25). Im gesamten Steinbruch zeigt sich ein auffällig starkes Schichteinfallen in nordwestliche Richtung, im Bereich von 20 bis 30°. Gelegentlich treten auch Schrägklüfte auf. Nach Süden und Südosten zu – auch in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch bei 365 m ü. NN, nahe des Sendemastes – treten wegen des Einfallens immer tiefere Abschnitte der Trochitenschichten zutage. Demgegenüber waren im nahe gelegenen Südostteil der Anhöhe auf etwa 361 bis 362 m ü. NN Unterkeuper-Serien in einer Baugrube erschlossen. Eine trennende Ost-abschiebende Störung ist anzunehmen. Einmessbare, mit 15 bis 28° streichende Schrägklüfte in den Steinbrüchen auf der Hochscholle untermauern dies.

Auf der Baustelle wurde ein Hochbehälter für die im Moseltal gelegene Ortschaft Igel errichtet (R 25 39 550, H 55 12 050, [15]). Als die Baugrube begangen und dokumentiert werden konnte, waren die Verschalungs- und Betonarbeiten schon weit fortgeschritten, so dass nicht mehr überall ideale Aufschlussbedingungen gegeben waren. Im östlichen Teil der Baugrube waren jedoch deutlich sehr hohe Einfallswerte zu erkennen. Die Schichtneigung verlief in Richtung Nordwesten, mit 55°, weiter westlich auch bis 58°. Das Streichen der bunten, markant voneinander abgesetzten mergeligen Unterkeuper-Schichten liegt bei 40°. Die komplexen Lagerungsverhältnisse im Westteil des Aufschlusses waren schwerer zu entschlüsseln. Kryoturbation könnte hier theoretisch auch eine gewisse Rolle gespielt haben. Dennoch drängte sich der Eindruck auf, dass hier eine kleine, ungefähr 56°-streichende Störung existiert, die im Südosten von einer Andruckbedingten Kleinfalte begleitet wird. Es könnte sich um eine Aufschiebung mit einem Versatz im Meter-Bereich handeln. Bei dieser Deutung würde die entsprechende Störungsfläche mit etwas über 80° steil nach Nordwesten einfallen. Die tektonischen Gegebenheiten konnten jedoch nicht mit letzter Sicherheit abgeklärt werden.

Südwestlich der Aacher Höhe fand sich eine Kleinfalte in Abfolgen aus dem Grenzbereich Oberer Muschelkalk/Unterer Keuper (R 25 42 200, H 55 14 670, [16]). Diese einige Dezimeter große Aufstauchung liegt unmittelbar südöstlich einer nordwest-abschiebenden Kleinstörung.

Auch eine weitspannige Antiklinalstruktur zwischen Sirzenich und Neuhaus steht möglicherweise im Zusammenhang mit Kompressionstektonik. Diese einige Zehner Meter breite Struktur kam bei der Erschließung und Terrassierung des dortigen Industriegebietes zum Vorschein (R 25 42 100-400, H 55 15 250-330, [17]). Ihre nach WSW abtauchende Achse verläuft etwa parallel zur lang gestreckten, etwa 60°-streichenden variszischen Störungslinie südlich davon. Verbogen sind Abfolgen des höchsten Oberen Muschelkalks – hier sehr tonreich entwickelt – und des untersten Unterkeupers. An den Flanken der Aufwölbung sind Einfallswerte von bis zu 30° zu beobachten. Es könnte sich allerdings auch um den

südlichen Teil der großen variszischen Aufwölbungszone von Born–Blaschette handeln (Kap. 2. und 3.1.). Die Achse dieser aus Ost-Luxemburg und dem Sauerthal bekannten Großstruktur zieht von (nördlich) Born bis (südlich) Lorich. Im heutigen Strukturbild ist sie allerdings durch mehrere NNE-SSW bis Nordost-Südwest streichende Bruchlinien überprägt.

Die zweifellos sehr komplexen, kleinräumig variierenden Lagerungsverhältnisse dieser Region sind erst ansatzweise erfasst und verstanden. Insofern wird die zukünftige Blattkartierung der GK 25 6205 Trier eine erhebliche Herausforderung darstellen. Zum jetzigen Zeitpunkt zeichnet sich bereits ab, dass in dem Gebiet, welches sich von „Auf der First“ (südöstlich Fusenich) bis zur „Aacher Höhe“ (nördlich Sirzenich) hinzieht, ein ungewöhnlich starkes Einfallen nach Nordwesten auftritt. Es ist steiler als die Hangneigung des dortigen Höhenzuges. Infolgedessen streichen dort in tieferen Gebietslagen stratigraphisch jüngere Abfolgen aus. Der Obere Muschelkalk prägt den Höhenzug, der Untere Keuper die Tallagen von Trierweiler und Grewenich. Dabei ist diese Zone mit relativ steilem Schichteinfallen auf voller Länge an die Hochscholle einer lang gezogenen, 43°-streichenden Störungslinie geknüpft (Abb. 4 sowie Abb. 36 in Kap. 4.3.). Ob und in welcher Hinsicht sich hier ein kompressiver Deformationsstil ausdrückt, ist zurzeit noch ungeklärt (Teil III).

Für die neue GK 50 waren in diesem Gebiet auch die Bohrprotokolle der Autobahn A 64 berücksichtigt worden. Dadurch offenbarte sich eine recht komplexe Schollentektonik. In einem Tal südöstlich von Grewenich ist ein schmaler Riegel aus Oberem Muschelkalk im Norden und Südosten gegen Mittelkeuper abgesetzt. Diese engräumige Bruchtektonik ging wohl auch mit Staffelstörungen und einer entsprechenden Gebirgszerrüttung einher. Scherungstektonik ist in diesem Bereich der Autobahn-Trasse aufgrund des Störungsmusters ebenfalls nicht unwahrscheinlich. So war denn auch im Bereich dieser intensiv tektonisierten Schwächezone schon wenige Jahre nach der Fertigstellung der Autobahn eine sehr aufwändige Dammsanierung erforderlich geworden.

4.3. Hinweise durch das neu kartierte Störungsmuster

Im teilweise sehr tief zertalten Untersuchungsgebiet ist in vielen Bereichen ein steiles, sehr vielgestaltiges Relief entwickelt. Dies hat zur Folge, dass das real existierende Störungsmuster von Abb. 4 nicht ideal abgebildet wird. Deren Linienmuster basierte auf dem entsprechenden „shape“ der digitalen Gesamtdatei der GK 50. Manche kleineren Richtungsvariationen von Abschiebungslinien im Kartenbild sind lediglich durch die unterschiedlichen Ausbisshöhen der Störungsflächen bedingt. Nur bei gleich bleibender morphologischer Höhe des Geländes würden die im Kartenbild erscheinenden Störungslinien exakt das reale Streichen nachzeichnen; beim Auftreffen auf steile Berghänge drehen sie in Richtung der Hochscholle ab, da dort ein höherer Abschnitt der schräg im Raum liegenden Abschiebungsflächen ausbeißt. Im zweidimensionalen Kartenbild resultieren daraus scheinbar wellige, etwas unregelmäßige Störungsverläufe. Bei einer detaillierten Interpretation der in Abb. 4 dargestellten Störungslinien ist dies zu berücksichtigen. In anderen Fällen handelt es sich um echte Richtungsvariationen oder -wechsel von Störungslinien. Nicht selten werden über Teilstrecken hinweg zwei (oder sogar drei) verschiedene Richtungssysteme nachgezeichnet. Ob dies

tatsächlich eine gemeinsame mechanische Aktivierung von Anisotropieflächen verschiedener Ausrichtung abbildet, muss offen bleiben. Teilweise könnte es sich auch bloß um scheinbare Verknüpfungen separater Verwerfungen handeln, die durch die methodisch bedingte Ungenauigkeit der geologischen Flächenkartierung nicht näher aufgelöst werden konnten.

Manche Bereiche des Störungsmusters lassen unmittelbar auf kompressive Beanspruchung schließen oder legen diese zumindest nahe. Im Folgenden soll dargelegt werden, wie die entsprechenden Störungsdarstellungen zustande gekommen sind, auf welchen Kartengrundlagen sie basieren und – falls es erforderlich war – wie und warum sie verändert worden sind. Erste Vermutungen zum Charakter der Deformation werden ebenfalls angestellt.

Zunächst ein Nachtrag zum mittleren Nordwesten der Trierer Bucht. Es handelt sich um neuere strukturelle Befunde, die sich bei der Erarbeitung der Schichtlagerungskarte der Basis des Luxemburger Sandsteins ergeben haben (Grenze li1/li2, LGB & LUWG 2010). Im Umfeld des Weilerbach-Tales waren relativ viele Daten verfügbar gewesen. Es zeigte sich, dass die dort vorhandene rheinische Störungs-(bzw. Flexur-)linie wohl im oberen Talabschnitt unterbrochen ist. Im Norden setzt sie sich etwas nach Westen versetzt weiter fort (Abb. 35). Da sich in dieser rheinischen Störung die alt angelegte westliche Randstörung der Echternacher Grabenzone abbildet (vgl. DITTRICH 2008, 2009), könnte es sich um einen linkshändigen Horizontalversatz einer primär durchhaltenden Bruchlinie handeln. Die genaue Ausrichtung dieser anzunehmenden quer verlaufenden sinistralen Blattverschiebung ist noch offen. Entsprechende Ausdeutungen sollen in Teil III erfolgen.

Die Schichtlagerungskarte zeigte auch, dass das weiter nördlich vorhandene, an der Westseite der Echternacher Grabenzone angelegte rheinische Lineament dex III tatsächlich ausläuft. Nach den Rekonstruktionen von DITTRICH (2009: Abb. 17 und 18) biegt diese Blattverschiebung nach Südwesten hin um. Dort setzt sie sich im Lineament dex II fort, mit dem sie durch eine Pull-apart-Struktur verbunden ist. Dies hat zur Folge, dass sich die erstgenannte dextrale Blattverschiebung im südlichen Ferschweiler Plateau nicht mehr auswirkt. Sowohl eine variszisch streichende Struktur – der kleine Horst südlich des Attert-Grabens – als auch zwei kleinere diagonale Strukturen „laufen durch“. Keine dieser Strukturen zeigt einen Horizontalversatz entlang einer rheinisch streichenden Seitenverschiebung. Die genannte variszisch streichende Struktur ist die streichende Fortsetzung des in West-Luxemburg nachgewiesenen Horsts von Rouscht–Rippweiler/Schwebach (Abb. 2: HRRS), welcher sich offenbar noch bis nach Ferschweiler fortsetzt.

In einer Kurzpublikation von WAGNER (1996) waren im Bereich des unteren Kylltales dextrale Horizontalbewegungen vermutet worden (Kap. 3.2., Abb. 8). NEGENDANK et al. (1989: S. 36) hatten zuvor schon eine „rechtshändige Drehung“ erwähnt, entstanden durch „'en echolon'-artiges Umsetzen der generellen Blattverschiebungstendenz“. Als einziger Beleg dafür wurde die Ausformung des so genannten Neweler-Deimlinger Horstsystems im Raum Kordel genannt. WAGNER (1996: S. 136) benannte als Beleg „leichte scharnierartige Verdrehungen der Horst-Grabenstrukturen“ bei Kordel. In beiden Fällen waren die jeweils parallel zueinander verlaufenden Strukturen des Neweler Horsts und des Neweler Grabens im Süden und des Deimlinger Horsts und des Winterbach-Grabens nörd-

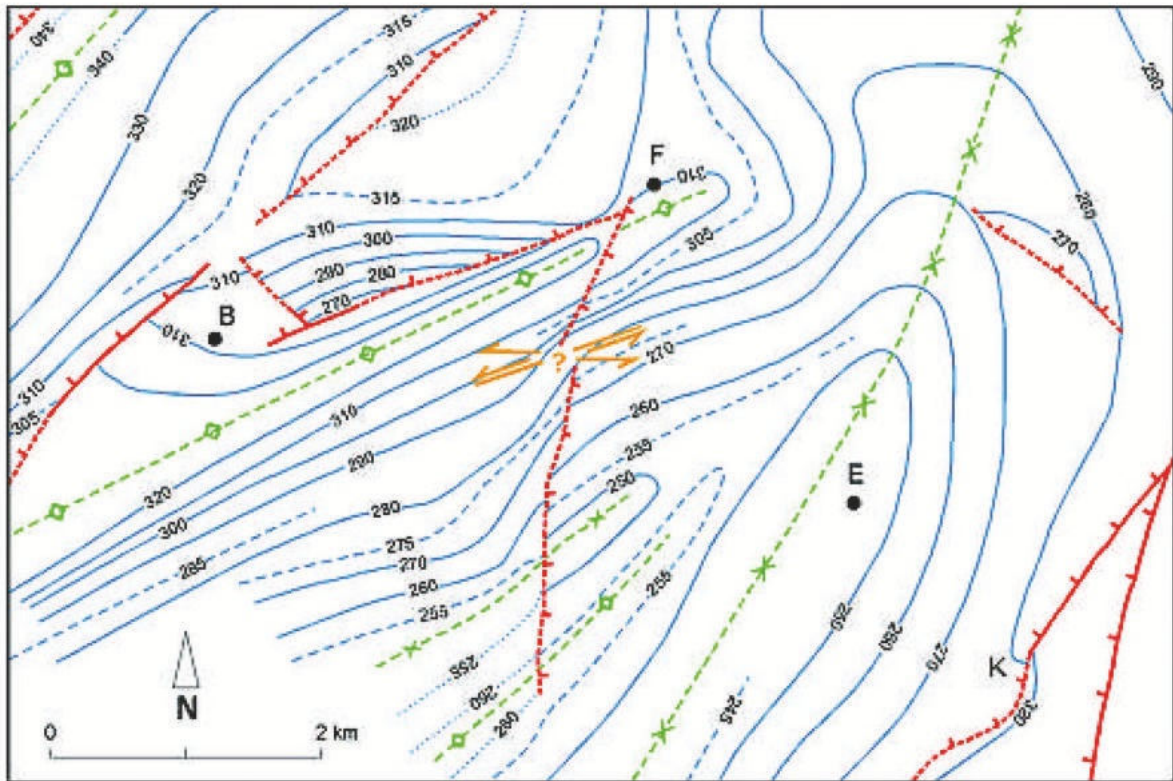


Abb. 35: Aktualisiertes Störungsmuster des zentralen und südlichen Ferschweiler Plateaus (Stand Februar 2010) mit möglichen Hinweisen auf eine sinistrale Versetzung der im Untergrund alt angelegten Weststrandstörung der Echternacher Grabenzone (orange). F = Ortskern Ferschweiler, B = Ortskern Bollendorf, E = Ortskern Ernzen, K = Steinbruch bzw. Sandgrube Knaf; blaue Isolinien: Höhenlage der Schichtgrenze li1/li2 (= Basis des Luxemburger Sandsteins); grün: Achsen von strukturellen Senken und Aufwölbungen des flexurhaft deformierten Deckgebirges.

lich des Kylltals gemeint (Abb. 8). Sie sind nicht linear zueinander angeordnet, sondern im Norden ostwärts versetzt. Dass es sich dabei um eine primär zusammenhängende, etwa 15 bis 20° streichende Doppelstruktur handelt, war als Tatsache gewertet worden. Der nördliche Teil dieser Doppelstruktur geht noch auf die Kartierung von GREBE (1891) zurück. Nach neueren Ergebnissen ist er in dieser Form jedoch nicht mehr haltbar. Die sehr detaillierte Neukartierung von LICHTENSCHIEDT (1999) im Bereich der Deimlinger Devonschwelle ermittelte stattdessen das Störungsmuster, wie es in Abb. 4 dargestellt ist. Demnach sind dort am Nordostrand von Blatt 6105 Welschbillig lediglich Südost-abschiebende Störungsstaffeln ausgebildet. Es könnte sich dabei um ererbte Bruchstrukturen handeln, die im Zusammenhang mit der Wittlicher Rotliegend-Senke stehen (Teil III). Weder ein Horst noch ein lang gestreckter Graben sind dort vorhanden. Eine Rotation alt angelegter Bruchstrukturen im Uhrzeigersinn, wie sie von WAGNER (1996: Abb. 2c) dargestellt wurde, kann damit also nicht bewiesen werden.

Überdies sind von WAGNER (1996) in einer Kartenskizze im weiteren Bereich des unteren Kylltales einige „Störungen mit lokalem Aufschiebungscharakter“

verzeichnet worden (Abb. 8). Eine solche Situation war auch bei NEGENDANK & WAGNER (1988) für den Berg Tankert bei Trier-Quint im Profil B–B' und für die Region Möhn im Profil A–A' dargestellt worden. Eine schriftliche Dokumentation der zugrunde liegenden Geländebefunde fehlte jedoch in beiden Fällen. Eine Nachfrage bei Herrn Dr. W. WAGNER erbrachte dazu folgende Information. Die Charakterisierung als Aufschiebung basierte nicht auf konkreten Aufschlussbeobachtungen zum Einfallen einer Störungsfläche, sondern auf indirekten Kartierhinweisen. Ausgewertet worden waren die Morphologie des Berges und die Anordnung von Vernässungszonen im Boden. Auf diese Weise war am Osthang des Quintbach-Tals ein etwas nach Norden weisender Verlauf der Störungslinie plausibel erschienen, der wiederum als geometrischer Hinweis auf einen Aufschiebungs-Charakter der Störung gewertet worden war (mündl. Mitt. Dr. WAGNER).

Eine solche Deutung setzt einen geradlinigen Verlauf der Störung voraus. Ein ungerader Störungsverlauf ist jedoch ebenfalls möglich. Dies gilt umso mehr, als sich dort eine parallel verlaufende Kleinstörung mit der Hauptstörung vereinigt und einen kleinen Spezialgraben abschließt (Abb. 4: T = Berg Tankert). Dann kann die Nord-Auslenkung im Quintbach-Tal nicht unmittelbar als Beleg für die Raumlage der Störungsfläche gewertet werden. Eine geologische Neukartierung dieses Gebietes, ausgehend von der Bonner Universität (Betreuung: Prof. Dr. J. STETS) kam denn auch zu anderen Ergebnissen. Im neueren Strukturbeobachtung sind lediglich Abschiebungen auskartiert und beschrieben worden (PAAS 1993).

Eine weitere „Störung mit lokalem Aufschiebungscharakter“ war bei WAGNER (1996, Abb. 8) westlich von Kordel verzeichnet. Auch hier war wohl die Form des WSW-ENE streichenden Störungsverlaufes zwischen Möhn und dem Kylltal entsprechend ausgedeutet worden (Abb. 4). Es handelt sich um eine sehr markante Verwerfung. Im Kartenbild bringt sie Unteren Muschelkalk im Norden gegen Unterkeuper im Süden. Der Versatz beträgt etwa 130 m (vgl. Profilschnitt B–B' in LGB & LUWG 2010). Diese Störung war bereits von GREBE (1891) auskartiert worden. In den Kylltalkarten von NEGENDANK & WAGNER (1988) ist sie bestätigt und ein wenig modifiziert worden. Für die neuere GK 50 ist aus der Zusammenschau aller vorhandenen Kartenwerke und unter Berücksichtigung von Bohrungsbefunden und Profilschnitten eine vermittelnde tektonische Gesamtsituation abgeleitet worden (Abb. 4). Strukturell überlagert sich hier die Südabdachung des variszisch streichenden Horsts von Echternach (Abb. 5: ROK) mit der 20 bis 30° streichenden Schmalgrabenzone zwischen Wasserbillig und Newel. Auch alt angelegte diagonale Strukturelemente sind hier anzunehmen, wie etwa eine Fortsetzung des Wintersdorfer Grabens (Abb. 5). Angesichts der tektonischen Komplexität dieses Gebietes ist es sicherlich problematisch, allein aus dem indirekt auskartierten Verlauf der Störungslinie an der Geländeoberfläche auf die Neigung der Störungsfläche rückzuschließen.

Da für einen Aufschiebungscharakter keine konkrete Beweislage durch Aufschlüsse oder Bohrungen existiert, wurde in beiden genannten Fällen die weniger spektakuläre Einstufung als Abschiebung vorgezogen. Als solche sind sie hier und in der GK 50 verzeichnet worden.

Bei einer kurzen eigenen Kontrollbegehung im Raum Großraum Trierweiler zeigten sich erhebliche stratigraphische Fehleinstufungen und damit auch

tektonische Fehler in der aus dem Jahre 1888 stammenden, frühen GK 25 von H. GREBE. Deshalb wurde eine mehrtägige Revisionskartierung vorgenommen (DITTRICH 2006 + 2009; Abb. 4). Die resultierende Karte ist eher vorläufig, aus Zeitgründen konnte sie nicht grundlegend konstruktiv abgesichert werden. Die hohe tektonische Komplexität dieses Gebietes konnte im Rahmen des weitgehend redaktionell konzipierten Kartenprojektes (LGB & LUWG 2010) sicherlich nicht vollständig geometrisch entschlüsselt werden.

Im östlichen Mittelteil von Blatt 6205 Trier sind zahlreiche Einzeldarstellungen aus dem Kartenwerk von DEGEN et al. (1981) übernommen worden. Diese Geologische Karte im Maßstab 1:10 000 basierte auf Kartierungsübungen von Geographie-Studenten der Universität Trier. Im Nordwest-Teil, bei Sirzenich, wo Muschelkalk und Keuper-Abfolgen anstehen, ist es bei der Aufschluss-Ansprache wiederholt zu Verwechslungen von verschiedenen, lithofaziell ähnlich entwickelten stratigraphischen Einheiten gekommen. Dies zeigten eigene stichpunktartige Begehungen. Die dortige Kartendarstellung ist deshalb weitgehend modifiziert worden.

Weiter westlich sind bei einigen der Störungslinien von DEGEN et al. (1981) kleinere Richtungsanpassungen, Längenveränderungen oder größere Korrekturen nach Plausibilität vorgenommen worden. Immer geschah dies unter Beachtung der Geländemorphologie und der im Geologischen Führer (NEGENDANK 1983) notierten Aufschlussbeobachtungen der Exkursionsrouten 12.1 bis 12.5.

Weitere Veränderungen des Kartenbildes ergaben sich entlang des Teilstücks der Autobahn A 48 zwischen Sirzenich und dem Biewerbachtal. Beim Bau dieser Autobahn hatte HEITALE (1984) zahlreiche erschlossene Störungen aufgenommen und in einem längs gerichteten Schnittprofil publiziert. Mit vermuteten Richtungsverläufen sind diese zusätzlichen Abschiebungslinien in die neue GK 50 eingepasst worden.

Das Ergebnis der neuen Zusammenschau von Kartierdaten auf Blatt Trier ist in Abb. 36 genauer dargestellt. Vorbehaltlich eventueller Fehler der Interpretation und Kartendarstellung bildet sich nun zwischen Sirzenich und dem Biewertal ein fiederartiges Störungsmuster ab. Diese zahlreichen Störungsbögen könnten darauf hindeuten, dass es in diesem Gebiet zu Horizontalbewegungen gekommen ist. Einige der bogenförmigen Abschiebungen könnten als ehemalige Randstörungen von Pull-apart-Strukturen gedeutet werden, die im Zusammenhang mit Blattverschiebungen entstanden. Möglicherweise sind sie sekundär überprägt worden, so dass sie im heutigen Kartenbild nur noch teilweise erkennbar sind. Die Anordnung der kartierten Fiederbrüche könnte auf eine sinistrale Relativbewegung hindeuten (vgl. DITTRICH 2009: Abb. 15), entlang von diagonal streichenden Bewegungsbahnen. Dies würde dem bereits für den Nordwest-Teil der Trierer Bucht skizzierten untermiozänen Bewegungsmuster entsprechen. Eine genauere kinematische Ausdeutung wird in Teil III erfolgen.

Interessant in diesem Zusammenhang sind die in Kap. 4.2.6. beschriebenen Vererzungen entlang von Störungsflächen. Auch sie sind in Abb. 36 markiert worden. Derartige Eisen- und Manganverkrustungen können im Einzelfall auf starke Relativbewegungen und somit möglicherweise auch auf Horizontaltektonik hindeuten. In Kap. 3.1. war bereits das in einer Kernbohrung bei Auw protokollierte gemeinsame Auftreten von Horizontalharnischen, Quarztapeten und Eisen-

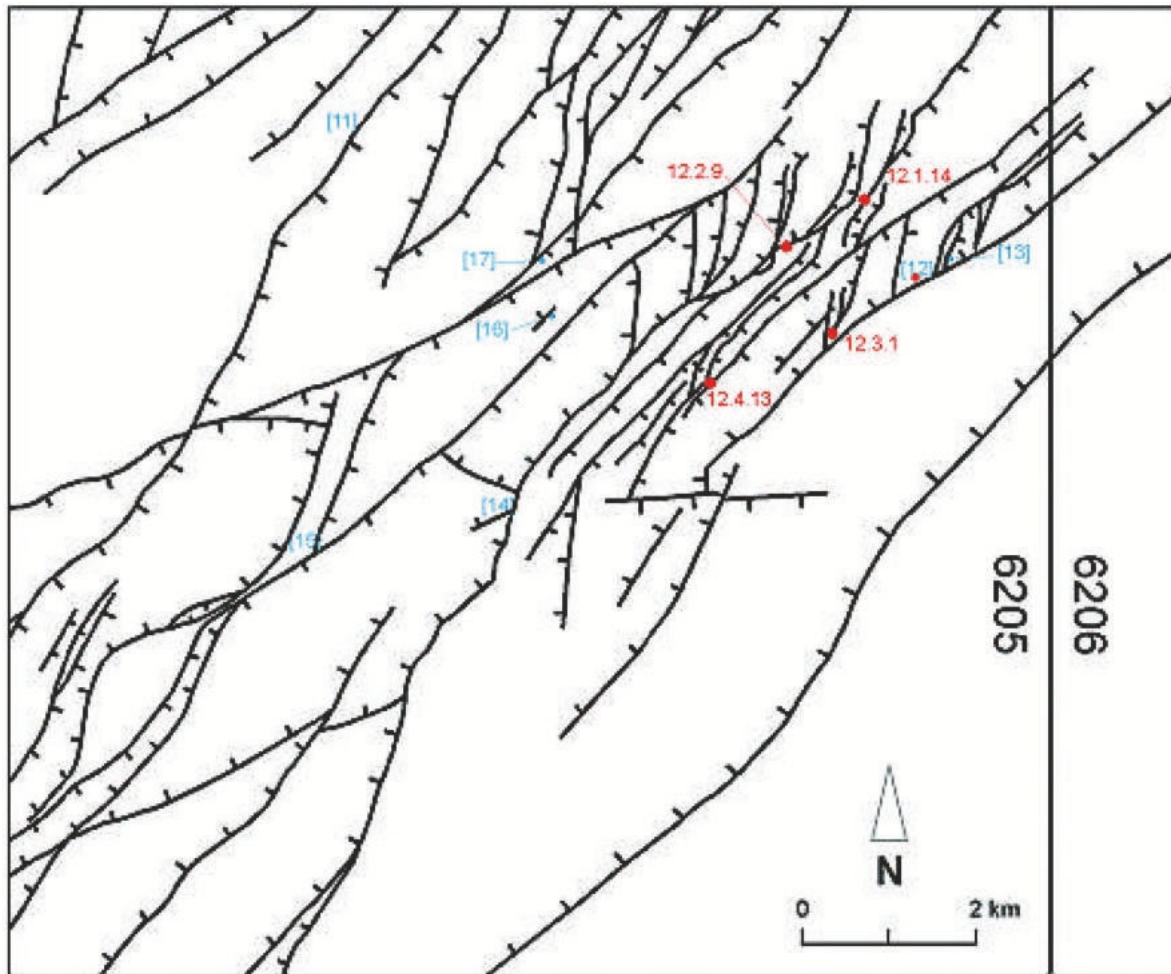


Abb. 36: Störungsmuster von Blatt 6205 Trier und dem Randbereich von Blatt 6206 Trier-Pfalzel (Zahlen in eckigen Klammern: im Text beschriebene eigene Messpunkte; rote Punkte: Vererzungen an Störungsflächen nach NEGENDANK 1983, vgl. Kap. 2.6., und nach eigenen Beobachtungen).

Mangan-Vererzungen im Nahbereich einer diagonalen Störungslinie vorgehoben worden. Keinesfalls alle Störungsflächen im Buntsandstein sind vererzt. Insofern fällt auf, dass Vererzungen vorzugsweise im Zusammenhang mit bogenförmigen Störungslinien auftreten oder an solchen Störungsflächen, die nachweislich auch Horizontalharnische aufweisen. Letzteres war ja auch bei der horizontaltektonisch überprägten 7 m-Abschiebung in der Laubennische am Weinberg Augenscheiner der Fall. Diese Kleinstörung war in der GK 50 aus Maßstabsgründen nicht darstellbar gewesen. Dementsprechend isoliert wirkt der kleine rote Punkt bei der [12] in Abb. 36. Inwieweit die dargestellten Vererzungsfundorte für ein horizontaltektonisches Konzept bedeutsam sind, bleibt zu klären (Teil III).

Am Süd-Ende des Naurath-Horsts ist gegenüber der Geologischen Karte von STETS (2004) eine Veränderung der Störungslinien vorgenommen worden. Die östlichste Südost-gerichtete Abschiebung auf der Höhe von Naurath läuft nun nicht mehr an eine gegensätzlich abschiebende Störungslinie im Südwesten.

Stattdessen wurde sie durch ein Ausbissgebiet von Unterem Buntsandstein mit einer im Streichen gelegenen Südost-Abschiebung westlich von Föhren verbunden. Dadurch ergab sich eine weitere Südwest-absetzende Lineation, die zur Wittlicher Rotliegend-Senke gerichtet ist (Abb. 4). Die Nordwest-abschiebende Störung wurde etwas verlängert. Sie läuft nunmehr leicht bogenförmig an die Südspitze des Naurath-Horsts. Sie ist der Ausläufer einer bedeutenden Nordwest-Abschiebung, die mit vielen Zehner Metern Versatz Rotliegend (tiefere Abschnitte der Altrich-Formation) gegen Unteren Buntsandstein versetzt und deshalb nordwestlich von Schweich im Kartenbild sehr markant heraussticht. Nach Südwesten hin spaltet sie sich nach STETS (2004) auf in zwei Teilstörungen, die weit auseinanderspreizen. Das dortige Störungsmuster entspricht also nicht der sonst verwirklichten Situation einer staffelförmigen Abdachung hin zur Wittlicher Rotliegend-Senke im Südosten. Vielmehr ist hier ein Spezialgraben ausgebildet, breit und markant, der im Norden an der Großfuge der Wittlicher Hauptverwerfung ansetzt. Das bruchtektonische Bild ähnelt dem weiteren Bereich des Butzweilerer Grabens im Westen. Die genaueren strukturellen Verhältnisse sollen in Teil III diskutiert werden.

In Abb. 4 wurden gegenüber der ursprünglichen Abgrenzung des Projektgebietes von LGB & LUWG (2010) im Südosten noch weitere Störungslinien dargestellt. Es handelt sich um Großstörungen im Randbereich der Wittlicher Rotliegend-Senke, die der GK 50 von STETS (2004) entnommen wurden. Durch diese verbesserte Zusammenschau fiel eine tektonische Merkwürdigkeit im Gebiet südöstlich von Kenn ins Auge. Dort ist nämlich die südöstliche äußere Randverwerfung der Rotliegend-Senke an einer Nordwest-Südost streichenden Querstörung stark versetzt. In der Geologischen Karte von STETS ist sie im Osten etwas bogenförmig eingetragen worden. Die Morphologie des Mosel-Talhangs östlich von Kenn legt nahe, diese Form auch für die nordwestlich vorgelagerte Staffelstörung anzunehmen. Der Verlauf dieser Störungslinie ist denn auch in Abb. 4 und bei DITTRICH et al. (im Druck) gegenüber der Version bei LGB & LUWG (2010) modifiziert worden. Beide Großstörungen am Südost-Rand des Wittlicher Grabens bzw. des Grabens von Thionville sind wohl als alt angelegte Bruchstrukturen zu bewerten. Sogar die schon bei der variskischen Orogenese entstandene Sockelstörung der Boppard–Dausenau–Longuich-Überschiebung zeigt dort bei Kenn eine merkwürdige südostwärts gerichtete Verlaufsstörung. Insgesamt drängt sich der Eindruck auf, dass alle drei Bruchlinien an einer jüngeren Querstörung horizontal verschoben worden sind. Dies würde dann einer etwa 146° streichenden dextralen Blattverschiebung (oder Schrägabschiebung) entsprechen. Weiterführende Überlegungen zur Alterseinstufung und zu einer eventuellen nördlichen Fortsetzung dieser Bewegungsbahn werden im dritten Teil dieser Publikation dargelegt.

Schriften

BERNERS, H. P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. Diss. T.H. Aachen, 321 S., Aachen.

- BÜCHEL, G. (Hrsg.)(1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel 1 : 50 000. (Inst. Geowiss. Univ. Mainz) Mainz.
- DEGEN, H. & JUNG, L. & NEGENDANK, J. & SCHMIDT, R. (1981): Geologische Karte der [westlichen] Umgebung von Trier im Maßstab 1: 10 000, Trier, sowie in: NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung geol. Führer, **60**, 2. Aufl., Berlin, (Borntraeger) Stuttgart.
- 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 + 2009): Fünf- und zweitägige Revisionskartierung im Raum Fusenich –Grewenich–Trierweiler–Sirzenich. Arbeitsbericht LGB, Mskrt., 22 S.+8 S., 2 Anl., Mainz. – [unveröff.]
 - (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 69-104, 9 Abb., Mainz.
 - (2009): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – Mainzer geowiss. Mitt., **37**, S. 77-128, 17 Abb., Mainz.
 - (in Vorb. a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil II. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
 - (in Vorb. b): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil III. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
 - (in Vorb. c): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schriftenreihe deutsch. geowiss. Ges., Hannover.
 - (in Vorb. d): Strukturelle Zusammenhänge zwischen der Wittlicher Rotliegend-Senke (Eifel, Rheinland-Pfalz) und dem lothringisch-luxemburgischen Graben von Thionville. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
- DITTRICH, D. & BARTELS, L. & VOGEL, K. (1997): Neue Ergebnisse zur Geologie des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens (zentrale Trier-Bitburger Mulde). Tektonik, Keuper- und Lias-Stratigraphie sowie ein Beitrag zur genetischen Deutung des Naturdenkmals „Irreler Wasserfälle“. – Mainzer geowiss. Mitt., **26**, S. 55-98, 16 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 159-212, 22 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Mainz.
- DITTRICH, D. & HERMLE, S. (2010): Struktur- und Hydrogeologie im Umfeld der ENZ-Schwinden bei Holsthum (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **38**, S. 99-146, 23 Abb., 3 Tab., Anh., 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. (im Druck): Geologische Karte der Trierer Bucht 1 : 50 000. (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- DITTRICH, D. & NORBISRATH, S. (2006): Konglomeratischer „Oberer“ Buntsandstein in den Forschungsbohrungen Roth/Our und Körperich (Südeifel) – stra-

- tigraphische Neubewertung und geologisches Umfeld. – Mainzer geowiss. Mitt., **34**, S. 73-112, 15 Abb., 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.
- GREBE, H. (1888-91): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000.
Blatt Manderscheid Nr. 5906 (unveröff. Manuskriptkarte),
Blatt Bitburg Nr. 6005 (1891),
Blatt Landscheid Nr. 6006 (1891),
Blatt Welschbillig Nr. 6105 (1891),
Blatt Schweich Nr. 6106 (1891),
Blatt Trier Nr. 6205 (1888), Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- GRONEMEIER, K. (1976): Das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. Geologie, Wasserhaushalt und Umweltbelastung am Beispiel von 3 Größtestflächen. Diss. Univ. Mainz, 195 S., 86 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Mainz.
- HANCOCK, P. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. – J. struct. Geol., **7**, S. 437-457, (Elsevier) Amsterdam.
- HEITEL, H. (1984): Geologische Profile (Oberrotliegendes bis Unterer Keuper, Quartär) und ingenieurgeologische Aspekte zu Autobahnteilstücken in der Umgebung von Trier und Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**, S. 237-260, 6 Abb., Mainz.
- HOYER, M. VON (1967): Geologische Kartierung der Trias zwischen Remich und Sierck-les-Bains (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 45 S., Tübingen. – [unveröff.].
- HOYER, M. VON & NEUMANN-REDLIN, CHR. (1971): Carte Géologique du Luxembourg 1: 25 000. Feuille No 9 Echternach. (Service Géologique) Luxembourg.
- IRRLITZ, W. (1966): Die Trias westlich der unteren Sauer in Luxemburg. Diplomarbeit F.U. Berlin, 70 S., Berlin. – [unveröff.].
- 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.].
- JANTOS, K. & THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **29**, S. 231-276, 23 Abb., 1 Tab., Mainz.
- KATTAWI, Z. (1969): Untersuchungen im Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht (auf Grund einer Kartierung 1: 25.000). Diplomkartierung Univ. Heidelberg, 49 S., 8 Abb., 1 Kte., Heidelberg. – [unveröff.].

- KÖSTNER, F. (2003): Geologische Kartierung im Raum Bitburg–Niederstedem–Scharfbillig (Südeifel). Kartierbericht. 49 S., 4 Anl., (LGB) Mainz. – [unveröff.].
- KÖLSCHBACH, K.-H. (1986): Eine nach SE gerichtete Aufschiebung auf der NW-Flanke der Moselmulde (Liesertal, SW-Eifel). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1986**, S. 671-680, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- KREMB-WAGNER, F. (1988): Trinkwasserprojekt Kylltal, Ausbaustufe 2; Lithostratigraphie, tektonisches Schollenmuster, Beobachtungen an Relief, Gewässernetz. Diplomarbeit Univ. Trier, 167 S. + Anhang, Trier. – [unveröff.].
- (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger Mulde. – Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband **1996**, S. 1-130, 29 Abb., 21 Tab., 2 Anl. (auch Diss. Univ. Trier), Bonn.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen: Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, Erläuterungen 31 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau, Hrsg.)(2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LGB & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Hrsg.)(2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier. 134 S. Erl., 19 Ktn., CD-ROM, Mainz.
- 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.].
- LUCIUS, M. (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – Publ. Serv. géol. Lux., **5**, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Luxembourg.
- MARTIN, G. (1955): Die Geologie der südwestlichen Mosel-Mulde und der benachbarten Strukturen (Rheinisches Schiefergebirge). Diss. Univ. Frankfurt., 177 S., 7 Tab., 23 Profile, 3 Ktn., Frankfurt. – [unveröff.].
- MEYER, W. & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Netherlands J. 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.
- MÜLLER, H. S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Gondorf–Röhl–Philippsheim (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 67 S. + Anh., 27 Abb., 2 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. (1988): Geologische Karte 1 : 25.000, Trinkwasserprojekt Kylltal, Blatt Nord u. Blatt Süd. (Universität Trier) Trier.
- NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. & KREMB-WAGNER, F. (1989): Ergebnisse der geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen im unteren Kylltal – Erläuterungen der Univ. Trier zur Geologischen und Hydrogeologischen Karte vom Trinkwasserprojekt Kylltal. 63 S., 4 Abb., Trier. – [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.].
- PAAS, N. (1993): Zur Permotrias im südlichen Meulenwald bei Föhren (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). Diplomarbeit Univ. Bonn, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl. Bonn. – [unveröff.].
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures.* 700 S., (Academic Press) London.
- REINHEIMER, L. & KRAUTER, E. & WEHINGER, A. & ALBERTI, M. (2010): Untersuchungen zur Hangstabilität am Ferschweiler Plateau (Südeifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **38**, S. 73-98, 18 Abb., 2 Tab., Mainz.
- ROTH, S. (1997): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Irrel und Ralingen (Blatt 6104 Bollendorf u. Blatt 6105 Welschbillig). Diplomkartierung Univ. Bonn, 56 + VI S., 41 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- 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.].
- SCHRADER, F. (1990): Gliederung, Lagerung und Verbreitung von Rotliegend und Mittlerem Buntsandstein im östlichen Trierer Raum.–*Z. deutsch. geol. Ges.*, **141**, S. 49-59, 5 Abb., Hannover.
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Tommels–Konzerbrück) und Saar (Könen–Mündung). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- STETS, J. (1990): Ist die Wittlicher Rotliegend-Senke (Rheinisches Schiefergebirge) ein „pull-apart“-Becken? – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 81-98, 8 Abb., Mainz.
- (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1: 50 000. Erläuterungen 82 S., 7 Abb., 1 Strukturkt., (LGB) Mainz.
- (2006): Geologische Begehung in Trier-West (Balduinstal–Markusberg). Kartierbericht, Mskrt., 2 S., Bonn. – [unveröff.].
- VOGEL, K. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens/Süd-Eifel (Blatt Bollendorf 6104). Diplomarbeit Univ. Kiel, 73 S. + Anh., 38 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- WAGNER, B. & DITTRICH, D. (2010): Profilschnitte A–A' bis F–F'. – In: LGB & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Hrsg.)(2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier. 134 S. Erl., 19 Ktn., CD-ROM, Mainz.
- WAGNER, W. (1996): Bemerkungen zur Tektonik der Trier-Bitburger Mulde (SW-Deutschland). – *Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland*, Sonderband **1996**, S. 131-140, 2 Abb., Bonn.
- WAGNER, W. & NEGENDANK, J. F. W. & FUCHS, G. & MITTMAYER, H. G. (1983): Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil 1 : 100 000 (mit Abbaustellen der Steine-Erden-Rohstoffe). 1. Aufl., (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) Mainz.
- WARTENBERG, W. (1996): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Wolsfeld und Irrel (Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 31 S., 11 Abb., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].

- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**, S. 198-227, 10 Abb., Mainz.
- (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.
- 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-Straße 5, D- 55129 Mainz;
E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de.

Manuskript eingegangen am 5.4.2011