

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

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: In diesem zweiten Teil der dreiteiligen Gesamtpublikation wird die strukturelle Ausgestaltung des Gebietes zwischen Saar und Mosel (Saargau) und von Südost-Luxemburg beschrieben. Eine umfassende Zusammenstellung von tektonischen Befunden ermöglicht eine modernisierte synoptische Ausdeutung. Das nun erfasste Störungsmuster im Saargau stellt sich deutlich anders dar als in älteren Kartenwerken. Rheinische und diagonal (Nordost-Südwest) streichende Bruchelemente dominieren. Dabei bilden sich alt angelegte strukturelle Großeinheiten ab. Variszisch streichende WSW-ENE-Bruchzonen treten nördlich der Siercker Schwelle weniger deutlich und stark überprägt in Erscheinung. Überdies sind 20 bis 30° orientierte Störungslinien vertreten. Lang gestreckte, schmale Grabenstrukturen aller genannten Richtungssysteme sind auffällig stark verbreitet.

Recht häufig erscheinen Hinweise auf Horizontalbewegungen. Sie werden anhand von Literaturauswertungen und durch eigene Befunde dokumentiert. Bogig geformte Scherflächen, oft noch erkennbar horizontal gestriemt, kleinmaßstäbliche Aufschiebungen und Störungszonen mit intensiver tektonischer Gesteinszerstückelung sind nachgewiesen. An zahlreichen Abschiebungen sind auch horizontale Bewegungskomponenten und eine sekundäre Anpressung belegt. Weiterhin erscheinen unterschiedlich dimensionierte Faltenstrukturen, negative Blumenstrukturen und schmale Tiefschollen, die Pull-apart-Gräben ähneln. Horizontalstylolithen, horizontal verlaufende Slickolites und Striierungen sowie wenige erhaltene horizontale Faserharnische auf Kluffflächen vervollständigen das Bild. Es dokumentieren sich mehrere nacheinander folgende Phasen mit unterschiedlich ausgerichteter Kompression und Horizontaltektonik. Deren zeitliche Abfolge und die jeweils herrschenden Spannungsfelder sollen in Teil III dieser Publikation ausgedeutet werden.

Abstract: This second part of the trisected paper describes the structural characteristics of the southeastern Trier Embayment. This comprises the German Saargau (the area between the rivers Saar and Mosel) and southeastern Luxembourg. A comprehensive compilation of the tectonic results makes a modernized synoptic interpretation possible now. The newly mapped fault pattern of the Saargau differs clearly from those of older geological maps. Rhenish and „diagonal“ (northeast-southwest) striking fault lines dominate. Inherited large paleohighs and -lows are reflected. In the area north of the Sierck High WSW-ENE („variszisch“) striking fault zones are developed quite indistinct. They are assumed to be structurally overprinted. Moreover 20–30° trending fault lines exist. Long and narrow graben structures of all those directional systems appear remarkably widespread.

Quite often indications for horizontal movements have been noticed. They are stated by means of special investigations in geological literature and mapping records and by own results. Arch-shaped shear planes, that are often still recognizable striated horizontally, small upthrows and intensely fractured fault zones are proven. Several planes of normal faults reveal additional horizontal fault movements and were affected by a secondary compressive overprint. Additionally fold structures of varying dimensions appear as well as negative flower structures and narrow downthrown blocks which look like pull-apart structures. Horizontal stylolites, slickolites, striations and a few preserved horizontal slickensides complete this structural assemblage. Several successive phases of compressive tectonic events with different horizontal movements are documented. Their succession and the particular paleostress fields will be interpreted and discussed in the third part of this paper.

Inhalt

Einführung in Teil II

(Kapitel 1 bis 4 siehe Teil I)

5. Störungsmuster im Saargau und in Südost-Luxemburg
 - 5.1. Bisheriger Kenntnisstand
 - 5.2. Aktuelle Kartengrundlagen
 - 5.3. Neue Ergebnisse zu den tektonischen Richtungssystemen
6. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen im Saargau und in Südost-Luxemburg
 - 6.1. Auswertung der älteren Literatur
 - 6.1.1. LUCIUS (1948 und 1959)
 - 6.1.2. Tübinger Kartierbefunde (1963–1967)
 - 6.1.3. BERNERS (1985)
 - 6.1.4. Sonstige Einzelautoren
 - 6.2. Neuere Geländebefunde
 - 6.2.1. Bergwerk Wellen
 - 6.2.2. Mettfels bei Wincheringen
 - 6.2.3. Steinbrüche bei Schloss Thorn
 - 6.3. Hinweise durch das revidierte Störungsmuster
 - 6.3.1. Besonderheiten bei den Versatzbeträgen einzelner Störungslinien
 - 6.3.2. Auffiedern von Verwerfungen
 - 6.3.3. Mögliche Pull-apart-Gräben
 - 6.3.4. Hinweise durch Faltenstrukturen

Schriften

Einführung in Teil II

Im ersten Teil dieser drei-geteilten Abhandlung (DITTRICH 2011) ist das auf Kompressionstektonik hinweisende strukturelle Inventar der Region nördlich von Mosel und Untersauer geschildert worden. Dabei hat es sich um den südöstlichen Teil der Trierer Bucht im engeren Sinne gehandelt, also nur um deutsches Gebiet. In diesem zweiten Teil soll die Betrachtung auf südlich und westlich benachbarte Bereiche ausgedehnt werden. Dies betrifft sowohl Südost-Luxemburg als auch den zwischen Obermosel und Saar gelegenen deutschen Saargau, der im Norden zu Rheinland-Pfalz und im Süden zum Saarland gehört (Abb. 38 in Kap. 5.2.). Da sich zahlreiche zuvor beschriebene Bruchlinien weit in diese Nachbargebiete hin fortsetzen, ist es für strukturelle Interpretationen sachdienlich, deren Eigenschaften auch dort näher zu untersuchen.



Abb. 37: Engscharig geklüfteter, „zerschiebter“ Luxemburger Sandstein (li2) in einer Scherzone nordöstlich von Bollendorf.

Zunächst jedoch zwei Nachträge zu Teil I. Der erste ist eine Fehlerberichtigung. Im Abbildungstext der Abb. 16 zum Wesen von „Slickolites“ muss es selbstverständlich heißen: „bei einer (**dextralen**) Scherbeanspruchung“.

Als weiterer Nachtrag sei hier von neuen Beobachtungen zur Schertektonik im Ferschweiler Lias-Plateau nordöstlich von Bollendorf berichtet (zur Lokalisierung vgl. Abb. 4 in Teil I). Sie ergaben sich an einer Felsklippe des Luxemburger Sandsteins (li2) nördlich von Wolfsschluff. Diese steht neben einem kleinen Weg, der zwischen den beiden ehemaligen Steinbrüchen zum Plateau hinauf führt (TK 25-Blatt 6104 Bollendorf, R 25 26 330, H 55 25 180).

Im vorderen Bereich der Felsklippe aus Kalksandstein ist eine S-förmig gebogene Klüftfläche ausgebildet. Streichrichtungen von 83°, 87° und 92° wurden dafür eingemessen. Diese bogige Trennfläche ist umgeben von 88 bis 96° streichenden normalen Klüften, die dicht geschart sind und das Gestein „geschiebt“ aussehen lassen (Abb. 37; vgl. dazu auch Abb. 13 und 25 in Teil I). Faserharnische waren nicht aufzufinden. Dies

ist wohl der kalklösenden Verwitterung zuzuschreiben, der dieser natürliche Obertage-Aufschluss schon sehr lange ausgesetzt war. Ein relativer horizontaler Verschiebungssinn war also nicht unmittelbar abzulesen.

Eine zweite Flächenschar an der Seitenwand dieser Felsklippe umfasst dicht gescharte horizontalgestriemte Flächen, die 130 bis 132° streichen. Sie treten in verschiedenen Anbrüchen zutage, sodass visuell der undeutliche Eindruck von dextralen Faserharnischen entsteht. Dies ist allerdings kein eindeutiger Hinweis. Sollte es sich dabei um Riedelflächen zu den oben genannten Flächen handeln, könnte aus der Geometrie insgesamt eine dextrale Relativbewegung abgeleitet werden (vgl. dazu Abb. 23 in Teil I).

Interessant sind vor allem die von S-förmigen Kluft- bzw. Bewegungsflächen begleiteten enggescharten Ost-West-Flächenelemente. In ihnen ist wahrscheinlich der unmittelbare Ausdruck der Ost-West-Lineation gefunden worden, die sich im Umfeld des Ferschweiler Plateaus in Luftbild-Auswertungen und auch in Klufrichtungsmaxima so deutlich ausdrückt (Kap. 4.2.4. in Teil I). Nach den vorstehenden Darlegungen handelt es sich dabei möglicherweise um dextrale Bewegungsbahnen.

5. Störungsmuster im Saargau und in Südost-Luxemburg

5.1. Bisheriger Kenntnisstand

Im ersten Teil dieser Arbeit ist bereits Grundlegendes zu den tektonischen Richtungssystemen der Trier-Luxemburger Bucht dargelegt worden. Dies umfasste sowohl die älteren strukturellen Ergebnisse von DITTRICH (1989), als auch diejenigen, die sich nachfolgend bei verschiedenen Revisionskartierungen und bei einer groß angelegten hydrogeologischen Projekt-Bearbeitung ergeben haben (LGB & LUWG 2010).

Im folgenden sollen Eigenheiten des hier näher betrachteten südöstlichen Teils der Trier-Luxemburger Bucht genauer beschrieben werden.

Ein strukturelles Phänomen, das vor allem Südost-Luxemburg charakterisiert, sind abrupte Richtungswechsel von Bruchlinien. Störungslinien, die über weite Strecken gerade gestreckt sind, knicken ab, um dann erneut wieder gerade gestreckt weiterzulaufen. Ein derartig auffällig winkeligem Verlauf einiger Störungslinien kommt dadurch zustande, dass im heutigen Kartenbild hintereinander Schwächezonen verschiedener Richtungssysteme nachgezeichnet sind. Die geradlinigen Teilstrecken sind Abbilder unterschiedlicher Anisotropierichtungen des paläozoischen Untergrundes. Dementsprechend sollten sie auch getrennt ausgewertet werden.

Drei Richtungssysteme, deren großräumige Horst- und Grabenzonen nachweislich schon triassisch angelegt und aktiv waren, sind belegt. Es sind dies das so genannte variszische, das diagonale und das rheinische Richtungssystem (Teil I: Abb. 2). Der weit gespannte mittlere („diagonale“) Winkelbereich zwischen 20 und 50° ließ sich inzwischen weiter differenzieren. Darin unterschieden wird nunmehr eine „20–30°-Richtung“ (vorläufige Arbeitsbezeichnung, Teil I) und die eigentliche Diagonalrichtung nach DITTRICH (1989).

Innerhalb der drei erstgenannten Richtungssysteme existieren folgende großräumige Richtungstrends.

Für das Bruchmuster eines 10 mal 10 km großen Areals westlich von Saarburg war von DITTRICH (1989: Abb. 8) eine exemplarische Bruchrichtungsrose für den mittleren Saargau erstellt worden. Darin hatte sich für die **variszische** Richtung ein klares Maximum bei 60 bis 70° abgezeichnet. Dieselbe Spannbreite wurde später für das luxemburgische Blattgebiet Grevenmacher ermittelt (DITTRICH 1993); im südlich angrenzenden Blattgebiet Remich ist der Winkelbereich von 55 bis 75° belegt. Für das deutsche Gebiet im Osten, den südlichen Saargau, lautete die Angabe 55 bis 60° (DITTRICH 1989; vgl.

DITTRICH 2008: Abb. 1). Betont wurde, dass die niedrigsten Gradwerte – genannt wurden 53° – im äußeren Südosten Luxemburgs und im Saargau, also am Rande des Hunsrücks auftraten. Dies wurde als Abbild des allmählichen bogenförmigen Umschwenkens des variskischen Gesamtorgens von Frankreich und Luxemburg nach Deutschland hin gewertet.

Die vorgenannte Bruchrichtungsrose westlich von Saarburg verzeichnete für die **diagonale** Richtung ein recht breites Maximum im Bereich von 20 bis 45°. Dies resultierte daraus, dass hier eine Addition mit der damals noch nicht als eigenständiges strukturelles System erkannten 20-30°-Richtung existierte. Die Gradangaben für die luxemburgischen Blattgebiete Grevenmacher und Remich lauteten 35 bis 50° bzw. 35 bis 45° (DITTRICH 1993). Ergänzt wird dies durch eine kumulative Kluffrose eines Kartiergebietes zwischen Remich und Sierck (HOYER 1967). In dieser weit südlich gelegenen Region erscheint ein Richtungsmaximum bei 50° sowie ein klar abgezeichnetes Nebenmaximum bei 140°. Auf deutschem Gebiet im Osten, im südlichen Saargau, wurden etwas „steilere“ Werte angegeben, diese liegen bei 35 und 40° (DITTRICH 1989; vgl. DITTRICH 2008: Abb. 1).

Für die **rheinische** Richtung dokumentierte das Bruchrichtungsdiagramm westlich von Saarburg ein nicht sehr stark, aber doch deutlich ausgeprägtes Maximum bei 0 bis 5°. Die entsprechenden Angaben bei DITTRICH (1993) für die Blattgebiete Grevenmacher und Remich waren 5 bis 20° bzw. 0 bis 15°. Letzteres galt auch im Osten, im südlichen Saargau (DITTRICH 1989; vgl. DITTRICH 2008: Abb. 1).

Das neu ausgehaltene **20-30°-Richtungssystem** ist im Süden und Südosten der Trier-Luxemburger Bucht besonders deutlich ausgeprägt. BERNERS (1985b) ermittelte gehäufte Richtungen von Photolineationen in Satelliten-Bildern der Trier-Luxemburger Bucht und ihrer Randregionen. Dabei erwies sich die NNE-SSW-Richtung im 20-30°-Bereich als die vierthäufigste. HOYER (1967) dokumentierte in der kumulativen Kluffrose seines Arbeitsgebietes zwischen Remich und Sierck ein 3. Maximum bei 30°. Auch bei den kartierten Störungslinien ist diese Richtung vielfach vertreten.

BERNERS (1985b: S. 254) äußerte sich auch zur Altersstellung dieses 20-30°-Systems. Er bezog sich auf so genannte NNE-Zonen, die insbesondere in der Umrahmung der Siercker Schwelle deutlich ausgebildet sind. Diese sind seiner Ansicht nach bis ins Perm zurückzuverfolgen. Schon wegen ihrer engen Vergesellschaftung mit alten Nordost-Zonen läge eine gemeinsame, weiter ins Paläozoikum zurückgehende Anlage nahe. DITTRICH (2011) vermutete wegen des gehäuften Auftretens dieser 20-30°-Richtung im weiteren Umfeld der Wittlicher-Rotliegend-Senke eine ererbte strukturelle Vorzeichnung im devonisch-permischen Sockel. Diese könne dann später reaktiviert und in das triassische Deckgebirge durchgepaust worden sein.

Im Gegensatz zu den enorm häufigen Störungslinien im Winkelbereich von 0 bis 70° sind Nordwest-Südost streichende **Querbrüche** untergeordnet vertreten. Am Westrand der Trierer Bucht ließen sie sich bei Wallendorf und bei Olsdorf nachweisen. In der Region Trier erscheinen sie im Moseltal bei Ehrang und bei Kenn (LGB & LUWG 2010, DITTRICH 2011). Die Aktivierung von derartigen 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 2008, 2009, LGB & LUWG 2010).

LUCIUS (1948: S. 362) hatte solche Nordwest-Südost-Querbrüche bevorzugt in den Gebieten der „in variscischer Richtung verlaufenden Sättel“ angenommen. Als Verbreitungsgebiete genannt wurde die Regionen des Sattels von Born und des Sattels von Sierck. Es handele sich „um typische Querbrüche, die an Achsenschwankungen gebun-

den sind“. Dies hat sich bei späteren Kartierungen für den Sattel von Born nicht bestätigen lassen. Die von Lucius ausgewiesenen komplexen Querstörungen im Raum Born–Osweiler und auch diejenigen östlich von Mompach und Lellig treten in den neueren luxemburgischen Kartenwerken – von zwei Kleinstörungen abgesehen – nicht mehr auf.

Anders in der Region Perl und Apach. Dort spielen Nordwest-Südost streichende Strukturlinien auch nach neueren Kartierergebnissen eine Rolle. Bei der schon erwähnten photogeologischen Auswertung von Satelliten- und Luftbildern von BERNERS (1985b) hat sich die Nordwest-Südost-Richtung immerhin als dritthäufigste Hauptrichtung erwiesen. Lang gezogene Bruchlinien wurden dort auskartiert. Nach einer Darstellung von BERNERS (1985b: Abb. 83) zeigen sie Vertikalversätze von bis zu 35 m, ihr Streichen liegt bei 130 bis 135°.

Im Bereich der Siercker Schwelle gehen die Querstörungen auf jüngere Hebungsbewegungen zurück. Jüngste Bewegungen folgen den Nordwest-Südost-Bruchlinien, diese versetzen die Nordost-Südwest-Verwerfungen (BERNERS 1985b: S. 253). Fluvial-morphologische Untersuchungen zur quartären Vertikaltektonik zeigten, dass sich die Hebungsbeträge vom westlichen Gutland zur Siercker Schwelle hin deutlich erhöhen (LIEDTKE 1969, BERNERS 1985b). Ein Hebungszentrum im westlichen Hunsrück wurde auch von MÄLZER et al. (1983) dokumentiert (vgl. DITTRICH 2009: Abb. 26). Auch auf Blatt Remich, abseits der Siercker Schwelle, sind noch zwei südwestabschiebende Querbrüche anzutreffen. Sie befinden sich bei Aspelt in Luxemburg und bei Evrange in Lothringen. Auch sie stellen wohl relativ junge Abschiebungen zum Senkungsgebiet des Pariser Beckens dar.

Die vertikalen Versatzbeträge sämtlicher Störungen im Untersuchungsgebiet liegen meist im Bereich mehrerer Zehner Meter. Gelegentlich werden Werte von 110 bis 120 m erreicht. Der Maximalversatz von gut 150 m wurde südlich Wellen im Moseltal festgestellt.

Im folgenden werden die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Großstrukturen der drei alt eingeführten Richtungssysteme kurz skizziert.

Der **variszisch** streichende Horst von Echternach bildet eine alte (triassische) Schwellenregion ab. Er ist zwischen Echternach im Westen und Kordel im Osten nachweisbar (Abb. 5 in Teil I) und streicht etwa 65 bis 70°. Generell ist er stark bruchhaft überprägt. Daher ist diese Struktur bei Echternacherbrück streckenweise nicht mehr unmittelbar erkennbar. Die dortige Existenz einer alten Schwelle ist jedoch durch Bohrbefunde zu synsedimentären Mächtigkeitsreduktionen erwiesen. An der rechtshändigen Blattverschiebung dex IV ist der Ostteil dieser Struktur etwas nach Süden versetzt worden (DITTRICH 2009: Abb. 18; vgl. auch Teil I: Abb. 5).

Ein markantes variszisches Strukturelement ist die nordabsetzende Bruchlinie Bech–Weyer in Mittel-Luxemburg. Über weite Strecken grenzt sie das Lias-Plateau nach Süden hin ab. Gleichzeitig bildet sie die heutige Nordrand-Störung der alt angelegten Schwelle von Blaschette–Born. Diese streicht mit etwa 70° (Abb. 2 und 5 in Teil I). Im unteren Sauerthal ist sie markiert durch eine Hochlage, wo Unterer Muschelkalk und Oberer Buntsandstein zutage treten. In der Trierer Bucht, östlich des Sauerthales, setzt sie sich in den Buntsandstein-Gebieten bei Lorich fort (DITTRICH 2011).

Zwischen dieser Schwellenzone und der Siercker Schwelle im Süden existieren noch weitere, nicht ganz so große variszische Strukturelemente (Teil I: Abb. 2).

Die Tiefstruktur des Grabens von Junglinster ist vor allem im Bereich des mittelluxemburgischen Alzette-Tales und bei Junglinster erkennbar. In der südlichen Südeifel dokumentiert sich eine etwas verbreiterte östliche Fortsetzung (DITTRICH 2011: Abb. 5).

Nach Süden hin folgt bei DITTRICH (1989) die nordabsetzende Bruchlinie Konz–Oberdonven–Uebersyren–Sanem. Bei einer späteren Korrektur (DITTRICH 1993: Abb. 3) wurde die Annahme einer Fortsetzung bis nach Sanem aufgegeben. Die Bruchlinie ist nach Westen hin nur bis Sandweiler zu verfolgen (Kap. 5.3.).

Die nächst südliche variszische Struktur ist der Schmalgraben von Canach. Gemeint ist hier nur der Nordteil der heterogenen Gesamtstruktur, derjenige, der die Ortschaft Canach unmittelbar umfasst. Dieser 70°-streichende Abschnitt des Schmalgrabens war bei DITTRICH (1989) noch als isoliertes Strukturelement dargestellt worden, ohne Fortsetzung nach Osten oder Westen. Bei DITTRICH (1993: Abb. 3) ist dann die Rolle des (nördlichen) Schmalgrabens von Canach als Teil eines längeren variszischen Lineamentes klarer herausgestellt worden. Dort wurde er als Teil einer im Untergrund durchgehend angelegten, südabschiebenden Bruchlinie (Nittel-)Niederdonven–Canach–Hesperange gewertet.

Es folgt die südabsetzende Bruchlinie Altwies–Rommelfangen–Saarburg. DITTRICH (1993: Abb. 3) hatte südlich dieser variszischen Lineation einen der Siercker Schwelle nördlich vorgelagerten Graben von Elvange–Nennig angenommen. Allerdings war die Nordgrenze dieser Struktur dabei etwas zu weit nördlich verzeichnet worden; die Stadt Remich liegt sicherlich außerhalb dieser Tiefstruktur.

Die nordabsetzende Bruchlinie Sinz–Wintrange–Burmerange ist bereits eine erste Bruchzone der Nord-Abdachung der Siercker Schwelle. Ein weiterer Staffelbruch ist dann die nordabsetzende Bruchlinie Schengen–Freudenburg.

Innerhalb des variszischen Richtungssystems ist die Siercker Schwelle ein tektonisches Element von besonderer Bedeutung (Kap. 6.3.4.). Als Hochgebiet prägte sie bereits die regionale Paläogeographie der Trias. Beide Flanken dieser sattelartigen Aufwölbungszone sind heute von Nordost(-NNE)-Südwest(-SSW) streichenden Bruchstufen treppenförmig abgesetzt (vgl. Profilschnitt B–C bei BERNERS 1985a). Im Bereich Contz-les-Bains erfolgt ein abrupter tektonischer Abbruch dieser Hochstruktur nach Westen. Durch versatzstarke Nord-Süd und NNE-SSW streichende Abschiebungen wird sie rasch in die Tiefe versenkt.

Interessant sind die Streichrichtungen im zutage tretenden devonischen Sockel. Das von HOYER (1967) eingemessene Schichtstreichen im Taunusquarzit der Region Sierck schwankt zwischen 55 und 70°. Zwischen Oberleuken und Orscholz maß KULKE (1963) Achsen von Speziälsätteln ein. Ihr Streichen wurde auf 52°, 65° und 75° beziffert. Eine ebenfalls abgebildete Kluffrose für den dortigen Taunusquarzit ($n = 322$) zeigt ein recht scharf ausgeprägtes Maximum bei 65° (Spannbreite: 55 bis 70°), die dritte Hauptkluffrichtung liegt bei 155°. Insgesamt bildet sich sehr deutlich die variszische Richtung ab. Die Südwest-Nordost-Ausrichtung der Siercker Schwelle bei Sierck und Apach ist demgegenüber etwas „steiler“. Dies könnte auf eine spätere Ausgestaltung durch Störungen zurückzuführen sein. Für Bruchlinien des variszischen Systems im südlichen Saargau waren bei DITTRICH (1989, bzw. 2008: Abb. 1) 55 bis 60° angegeben worden.

Im **diagonalen** Richtungssystem wird das nordwestliche Untersuchungsgebiet von der breiten, nur schwach differenzierten Hochstruktur der Luxemburger Zentralschwelle beherrscht (Abb. 2 in Teil I). Zwischen ihr und der großen Tiefstruktur des Grabens von Thionville im Südosten sind drei wichtige diagonale Bruchlinien ausgeprägt. Insbesondere die im Nordwesten gelegene Bruchlinie von Esch–Sandweiler–Biwer ist im heutigen Kartenbild sehr deutlich entwickelt. Alle drei Bruchlinien setzen nach Südosten hin ab. Streckenweise werden sie von Spezialgräben begleitet. Die bei DITTRICH (1989) ausgehaltene Grabenzone Schifflange–Alzingen–Uebersyren–Betzdorf, welche von Südwesten her in das Untersuchungsgebiet hineinläuft, ist nur noch bis Moutfort

deutlich erkennbar. In der Trierer Bucht lebt sie wieder auf und setzt sich als Grabenzone von Eschweiler–Orenhofen–Niersbach weit nach Nordosten hin fort (Abb. 5 in Teil I). Die Grabenzone von Volmerange–Aspelt–Gostingen prägt weite Bereiche im Südwesten des Untersuchungsgebietes. Nach Nordosten verliert sie sich. Das nächste große diagonale Strukturelement ist dann die unmittelbare Randstörung des Grabens von Thionville. Es ist die Bruchlinie Mondorf–Wasserbillig. Über weite Strecken wird sie von einem Spezialgraben flankiert.

Alle genannten Strukturelemente sind alt angelegt. Als Flexurzonen waren sie bereits in triassischer Zeit und – soweit noch nachweisbar – liassischer Zeit synsedimentär aktiv (DITTRICH 1989). Der Graben von Thionville ist schon von GUILLAUME (1941) als alt angelegtes, im Verlauf der postvariszischen Sedimentation mehrfach remobilisiertes Strukturelement erkannt worden.

Im **rheinischen** Richtungssystem sind lediglich zwei Großgräben zu nennen. Im hier behandelten Gebiet liegt die Saargauer Grabenzone auf deutschem Gebiet, im Saargau, während die Echternacher Grabenzone durch Südost-Luxemburg bis nach Lothringen in Frankreich zieht (Abb. 2 in Teil I).

Ein auffälliges strukturelles Element des Untersuchungsgebietes sind Schmalgräben. Dies sind schmale, sehr lang gestreckte Gräben, die das Deckgebirge der östlichen Südeifel, des Saargaus und Südost-Luxemburgs durchziehen. Dabei treten sie im Südosten der Trier-Luxemburger Bucht weitaus häufiger auf als im Norden, in der östlichen Trierer Bucht (DITTRICH 2011). Typisch ist ein asymmetrischer Aufbau dieser Gräben. Eine klar ausgeprägte, versatzstarke und weit durchhaltende Hauptstörung steht einer weniger akzentuierten, manchmal unterbrochenen Nebenstörung gegenüber (Abb. 39 in Kap. 5.3.). Der Begriff „Schmalgraben“ ist bereits von LUCIUS (1948) verwendet worden. Im Kartenbild heben sich diese Grabenstrukturen sehr deutlich ab. Ihre Breiten liegen meist bei 500 m bis 800 m.

Nachfolgend sollen mehrere wichtige, schon in früheren Kartenwerken dargestellte Schmalgräben kurz beschrieben werden. Derartige Gräben treten in allen beschriebenen Richtungssystemen auf.

Zum **rheinischen** Richtungssystem zählt der „Graben von Gostingen“ (NEUMANN-REDLIN 1966). Im Norden ist er durch eine 110 m-Weststörung und eine deutlich versatzschwächere 25 m-Oststörung gekennzeichnet. Nach Süden hin biegt die Weststörung nach Westen hin um. Wie weiter hinten im Text näher erläutert, dokumentiert dies eine Interferenz mit dem variszischen Richtungssystem.

Eine weitere rheinische Schmalgrabenstruktur ist der etwa Nord-Süd-orientierte Moselschmalgraben. Er befindet sich am Ostrand der Echternacher Grabenzone, ganz im Süden der Trier-Luxemburger Bucht (Teil I: Abb. 2). Dort im Moseltal liegt er bei Schwebsange, zwischen Bech–Kleinmacher im NNW und Besch im SSW. Die deutlich stärker ausgeprägte Ost-Störung mit einem Versatz von bis zu 65 m setzt sich weiter nach Norden fort.

Im **diagonalen** Richtungssystem sind viele Schmalgräben entwickelt. Etwa 2 km westlich von Mertert erstreckt sich ein kleiner 40°-streichender Graben von knapp 2 km Länge. Die weit durchhaltende Nordwest-Störung repräsentiert die versatzstärkere Hauptstörung dieses Schmalgrabens.

Im Süden des Untersuchungsgebietes liegt der sehr lang gestreckte Mondorfer Schmalgraben. Er befindet sich am Nordwestrand der diagonalen Großstruktur des Grabens von Thionvilles (Abb. 2). Auf lothringischem Gebiet streicht er etwa mit 40°. In Süd-Luxemburg, bis etwa auf die Höhe von Wormeldange, ist er mit seiner Streichrichtung im 35–40°-Bereich nur wenig vom 20–30°-Richtungssystem verschieden. Im

Nordosten streicht er mit 45° . Die Hauptstörung des Mondorfer Schmalgrabens liegt im Nordwesten. Im Untersuchungsgebiet kann sie bis zu 120 m Sprunghöhe aufweisen.

Auf deutschem Gebiet verläuft der Schmalgraben von Wincheringen. GREBE (1880) hatte ihn vor allem im Nordteil ausgehalten. BAUMANN (1964) konnte ihn dann mit leicht geschwungenen Randstörungen nach Südwesten hin weiterverfolgen (vgl. auch GK 100 von WAGNER et al. 1983). Am Osthang des Moseltals ist dann von BERNERS (1985a) – in Anlehnung an LUCIUS (1947) – eine schmale Fortsetzung davon auskartiert worden (Kap. 5.3.). Als Ganzes streicht der Schmalgraben von Wincheringen etwa 40° , im einzelnen ist er aber sehr heterogen aufgebaut (Kap. 5.3. und 6.3.3.).

Im südlichen Saargau beschrieb KULKE (1963) einen über 6 km langen Schmalgraben, der das Zentrum seines Kartiergebietes durchzieht. Es ist der Nordost-Südwest verlaufende Tettingen-Sinzer Schmalgraben. Seine Streichrichtung ist nicht einheitlich. Der Südteil (Tettingen-Sinz) streicht mit 35° , der nördliche Teil (Sinz-Kirf-Ost) hingegen mit 50° . Die südöstliche Randstörung des Grabens ist weitaus markanter entwickelt als die im Nordwesten. Im Südteil des Grabens stehen sich Maximalversätze von 80 bis 100 m und 30 bis 40 m gegenüber. Die Südost-Störung setzt sich dementsprechend noch weit über die Südgrenze des Arbeitsgebietes hinaus fort. Sie reicht bis Perl im Moseltal, wo ein weiterer 50° -streichender Schmalgraben entwickelt ist (Kap. 5.2.).

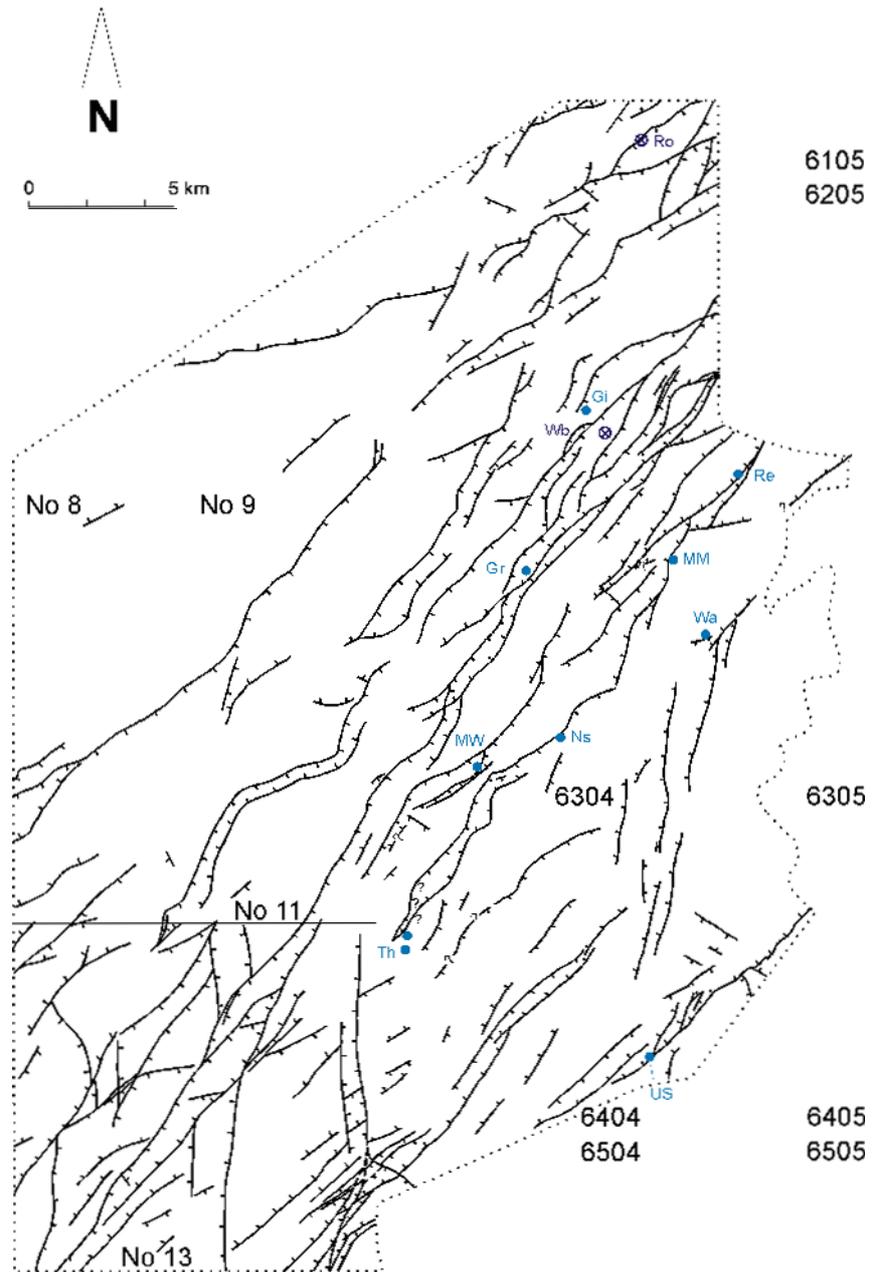
Ein weiterer diagonal streichender Schmalgraben liegt unmittelbar am Rand der Siercker Schwelle. Dieser Schmalgraben von Faha zieht sich 45° -streichend über Oberleuken und Faha nach Nordosten. Mit etwa 20 m Versatz an beiden Randstörungen (KULKE 1963) ist er bei Faha recht symmetrisch ausgebildet.

In **variszischer** Richtung erstreckt sich ein zweigeteilter Schmalgraben zwischen Herborn und Mompach. Seine Streichrichtungen liegen abschnittsweise bei 65 bis 70° (im Westen) und bei 60 bis 65° (im Osten). Die Hauptstörung ist diejenige im Norden. Nordwestlich von Mompach wird sie durch eine nach Norden abzweigende Störung kompliziert. Dennoch zieht sie wohl im mächtigen und monotonen Unteren Mittelkeuper nach ENE hin durch, bis nördlich und nordwestlich von Mompach. In beiden Teilstrecken ist ein maximaler Versatz von jeweils 70 m festgestellt worden (IRRLITZ 1966).

Abb. 38: Das Störungsmuster der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht (TK25-Blattschnitt). Links: Städte, Ortschaften, Flussläufe, Landschaftsnamen und die Ausdehnung der Bearbeitungsgebiete (hellbraun; 1: EICHHORST 1996, 2: ROTH 1997, 3: JANTOS 1999, 4: HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971 (lux. GK 25 No 9), 5: DITTRICH 2011, 6: DITTRICH 2006+2009, 7: ANDRZEJEWSKI & DITTRICH 1983 (lux. GK 25 No 8), 8: SCHRÖDER 1964, 9: MACKENBACH 2001, 10: PETERS 1985, 11: HOYER 1973 (lux. GK 25 No 11), 12: THEBINGBUß 2000, 13: RATZKE 1986, 14: RÖßLE 1997, 15: BAUMANN 1964, 16: SPANNBRÜCKER 1982, 17: BERNERS 1985b (lux. GK 25 No 13), 18: KULKE 1963, 19: SCHNEIDER 1982, 20: DRESEN 1979, 21: KONZAN et al. 1981, 22: KONZAN 1995; gepunktet: Umrandung des Darstellungsbereichs; BM = Borner Mühle, Hb = Haereboesch, Rh = Roscheiderhof, Fm = Fellericher-mühle, MM = Merten-Mühle, Bh = Birkeltherhof, Th = Tobiaschhaus, Lf = Laangfur, Ah = Alterhof, ST = Schloss Thorn, US = Unterste Stegmühle).

Rechts: Abschiebungen, deren Versatzrichtungen und im Text genannte horizontaltektonisch relevante Lokalitäten (⊗ Ro: Bohrung der Rosporter Mineralquelle, ⊗ Wb: Kernbohrung Wasserbillig, Gi: Straßenaufschluss südlich Givenich nach LUCIUS 1948, Re: Aufschluss bei Reinig, MM: Aufschlüsse über der Merten-Mühle, Gr: Baugrube der Mosel-Staustufe Grevenmacher, Wa: Böschung B 51 westlich Wawern, Ns: Baugrube + „Kataklasten“ Niedersöst, MW: Mettfels + Schlucht bei Wincheringen, Th: Steinbruch Thornkopf (N) + Steinbruch Hippert (S), US: Aufschluss Untere Stegmühle).

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



Auch der Südteil des „Grabens von Gostingen“ von NEUMANN-REDLIN (1966) gehört dem variszischen Richtungssystem an. Der Nordwestrand dieses Schmalgraben-Abschnitts wird von einer über 4 km langen WSW-ENE-Störung ausgebildet. Diese 70°-streichende Hauptstörung Canach-Gostingen hat einen südwärtigen Versatz von etwa 100 m, für die südliche Nebenverwerfung wurden bloß über 10 m angegeben (HAUDE 1967).

Im neu ausgehaltenen **20–30°-Richtungssystem** ist vor allem der Schmalgraben von Canach zu nennen. Gemeint ist hier der lang gestreckte Südteil der Gesamtstruktur. Mit etwa 27° verläuft er deutlich schräg zu den Diagonalstrukturen in seiner Umgebung.

Diesem Richtungssystem ist wahrscheinlich auch die undeutliche Grabenstruktur östlich von Flaxweiler zuzuordnen. Nach Nordosten reicht sie – mit einer kurzen Unterbrechung der Nebenstörung – bis nach Manternach. Der Nord-abschiebende Störungsbogen am Südende der Struktur (Abb. 38) ist wahrscheinlich Ausdruck einer im Untergrund durchziehenden variszischen Strukturlinie (siehe unten).

Von der östlichen Trierer Bucht kommend zieht sich außerdem die lang gestreckte, 25 bis 30° streichende Schmalgrabenstruktur Wasserbillig-Newel-Binsfeld-Himmerod (DITTRICH 2011: Abb. 5) in das Untersuchungsgebiet hinein. Im Norden verläuft diese Struktur etwa parallel zum Ostrand der Wittlicher Senke. Im Mündungsgebiet der Sauer vereinigt sie sich mit der Nordost-Fortsetzung des diagonalen Mondorfer Schmalgrabens.

Abschließend sei noch auf eine strukturelle Besonderheit in Südost-Luxemburg hingewiesen. Der Südteil des Schmalgrabens von Gostingen ist gleichbedeutend mit dem Nordteil des Schmalgrabens von Canach. Im heutigen Kartenbild bildet sich also eine (scheinbare) Verknüpfung völlig unterschiedlicher Richtungselemente ab, dem rheinischen im Norden, dem variszischen im Mittelteil und dem 20-30°-System im Süden. Offenbar sind die im unterlagernden Sockel vorgezeichneten verschiedenen Strukturrichtungen im heutigen Deckgebirge zu einer gemeinsamen Grabenstruktur vereinigt. Dies mag auch an den methodischen Beschränkungen der Flächenkartierung liegen. Die reelle strukturelle Situation könnte weitaus komplexer sein und zahlreiche weitere, bislang unerkannte Kleinstörungen umfassen.

5.2. Aktuelle Kartengrundlagen

Im hier untersuchten Gebiet ist der Stand der Kartierung nicht mehr so, wie er auf den derzeit noch gültigen Geologischen Übersichtskarten 1 : 200 000 dargestellt ist. Im Norden betrifft dies Blatt CC 6302 Trier (ZITZMANN & GRÜNIG 1987), im Süden ist es Blatt CC 7102 Saarbrücken (ZITZMANN 1979). Auf beiden Kartenwerken war – dem Blattschnitt entsprechend – sowohl deutsches wie auch viel luxemburgisches und im Südwesten auch französisches Gebiet abgebildet worden.

Zunächst zum Blatt Trier. Auf deutschem Gebiet bildet die Karte die Schichtlagerung ab, wie sie schon auf der Geologischen Übersichtskarte 1 : 100 000 des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges wiedergegeben worden war (WAGNER et al. 1983). Darin waren die Ergebnisse einer von der Universität Tübingen durchgeführten Flächenkartierung kompiliert worden. Von Norden nach Süden handelte es sich um die Tübinger Diplomarbeiten SCHRÖDER (1964), GITTINGER (1964), HEITTELE (1964), BAUMANN (1964) und – weitgehend schon im Saarland – KULKE (1963).

Südlich von Wincheringen, an den TK 25-Blattgrenzen 6304 plus 6305/6404 plus 6405 setzt die GÜK 200 Saarbrücken von 1979 an. Bei der Erstellung dieses Kartenwerkes hatte die Kompilation der Tübinger Befunde durch WAGNER et al. (1983) noch nicht zur Verfügung gestanden. Die Autorenkarte der GÜK 200 wies im Saargau pauschal B.

KLINKHAMMER vom damaligen saarländischen Geologischen Landesamt aus. Im deutschem Gebiet entsprach der Kartenstand noch dem von GREBE (1880). Die Übersichtskarte stellt – entsprechend generalisiert – denselben Gebirgsbau dar wie die kurz danach vom GLA Saarbrücken herausgegebene GK 50 des Saarlandes (KONZAN et al. 1981).

Inzwischen haben im Saargau weitere, aktuellere Flächenkartierungen stattgefunden. Im Osten sind dies fünf Bonner Kartierungen (DRESEN 1979, SCHNEIDER 1982, SPANNBRUCKER 1982, PETERS 1985, RATZKE 1986), betreut von Prof. Dr. J. STETS. Die seit 1982 vorgelegten Arbeiten widmeten sich vornehmlich der Auflagerung von Rotliegend und Buntsandstein auf dem Devon am westlichen Hunsrück. Die südöstlich anschließende ältere Diplomarbeit DRESEN (1979) hatte vornehmlich die Tektonik des Hunsrück-Devons detailliert untersucht. Es sind aber auch einige reliktsische Deckgebirgsinseln und deren struktureller Internaufbau erfasst worden.

Auf Initiative des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz wurden einige Jahre später drei weitere Bonner Diplomkartierungen im Saargau angesetzt. Diese Arbeiten komplettierten die Revisionskartierung nach Westen hin. Es handelt sich um die Arbeiten RÖBLE (1997), THEBINGBUß (2000) und MACKENBACH (2001). Erstere wurde betreut von Herrn Prof. Dr. A. SIEHL, die beiden späteren von Herrn Prof. Dr. J. THEIN. Das Geologische Landesamt war ebenfalls maßgeblich an der fachlichen Betreuung beteiligt.

Durch die nördlich gelegenen Bonner Diplomkartierungen (Abb. 38) hat das Deckgebirge des rheinland-pfälzischen Saargaus nördlich der Blattgrenzen 6304 Wincheringen/6404 Kirf eine nahezu flächendeckende geologische Überarbeitung erfahren. Diese revidierte die grundlegende preußische Flächenkartierung von GREBE (1880) und die schon genannte Tübinger Bearbeitung. Dabei sind auch die in den Kartierberichten dokumentierten Ergebnisse der jeweiligen Vorbearbeiter berücksichtigt und nach entsprechender Bewertung eingepasst worden. Im Westen grenzen die Bonner Arbeitsgebiete an das Darstellungsgebiet der luxemburgischen GK 25-Blätter No 9 Echternach (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) und No 11 Grevenmacher (HOYER 1973), die beide auch einen deutschen Randstreifen östlich der Mosel auskartiert haben.

Die Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 von Luxemburg hat auch inzwischen eine weitere neue Auflage erfahren (BINTZ & MAQUIL 1992). In ihr sind alle neuen luxemburgischen GK 25-Blätter Ost-Luxemburgs kompiliert worden. Neben den zwei schon genannten Blättern umfasst dies auch das im Westen angrenzende Blatt No 8 Mersch (ANDRZEJEWSKI & DITTRICH 1983) und das nach Süden anschließende Blatt No 13 Remich (BERNERS 1985a).

Alle angeführten aktuellen Geologischen Karten sind bei der Erarbeitung der Abbildung 38 zugrunde gelegt worden. Das Störungsmuster der luxemburgischen GÜK 100 ist ergänzt worden um Störungen unter junger Bedeckung, die bei der Generalisierung entfallen waren. Störungen mit hohen Restversätzen an ihren Endpunkten sind etwas verlängert eingetragen worden. Im Süden des Saargaus sind abseits der Bonner Arbeitsgebiete die Befunde der Tübinger Kartierungen KULKE (1963) und BAUMANN (1964) eingepasst worden. Südlich davon, bis zur Blattgrenze 6404 Kirf/6504 Perl, war es in einem sehr schmalen Gebietsbereich im deutschen Moseltal notwendig, die bei KONZAN et al. (1981) und auch wieder bei KONZAN & MÜLLER (1989) dargestellten Bruchmuster einzupassen. Im Nahbereich des Moseltales sind die grenzüberschreitenden Darstellungen des luxemburgischen Kartenblattes Remich (BERNERS 1985a) übernommen worden.

Dasselbe gilt für das lothringische Gebiet, südlich der Staatsgrenze von Luxemburg. Auch dort sind die von BERNERS (1985a) auf dem luxemburgischen Blatt Remich mitkartierten Störungslinien berücksichtigt worden.

Der engere Bereich der Siercker Schwelle ist in der Abbildung 38 ausgespart worden. Hier existierten zu viele strukturelle Unsicherheiten. Die auf dem amtlichen saarländischen GK 25-Blatt 6504 Perl (KONZAN 1995) dargestellte Tektonik ist in weiten Bereichen problematisch. Vielfach stellt sie sich als „Hackwerk“ von Störungen dar, das überdies an den umgebenden Staatsgrenzen mit „Blattrandverwerfungen“ endet. Manche Partien sind geometrisch unplausibel. Zahlreiche Störungslinien halten trotz moderater Versatzbeiträge auffällig weit durch und kreuzen dabei andere Abschiebungen versatzlos. Zudem sind viele Störungslinien ohne hinreichende Beachtung der Morphologie gezogen worden. Auch die wechselnden Ausbisshöhen von geneigten Abschiebungsflächen an Steilhängen sind bei der Linienführung nicht berücksichtigt worden. Eine intensive Revision dieses Kartenwerkes im Bereich der Siercker Schwelle lag außerhalb des Zeitrahmens und der Zielsetzung dieser Untersuchung. Infolgedessen wurde nur das Gebiet zwischen Perl-Borg und dem nördlichen Blattrand verwendet und mit einigen Änderungen und Vereinfachungen in Abbildung 38 eingepasst. In diesem Gebiet hatten sich nämlich durch zahlreiche Bohrungen wertvolle neue Hinweise auf einen Mittelkeuper-Schmalgraben ergeben, der die Fortsetzung des Tettingen-Sinzer Schmalgrabens von KULKE (1963) darstellt.

Spezieller Handlungsbedarf zur Anpassung von widersprüchlichen oder noch nicht völlig stimmigen Kartiererergebnissen bestand auch am deutschen Moselufer zwischen Oberbillig und Temmels. Am Nordrand des Kartiergebietes von MACKENBACH (2001) hatte sich ein Widerspruch bezüglich der Versatzrichtung entlang einer 33 bis 35° streichenden Störungslinie ergeben. Im Norden war von SCHRÖDER (1964) eine nordwestabsetzende Abschiebung kartiert worden. Deren südliche Fortsetzung hat sich bei der Revisionskartierung jedoch nicht bestätigen lassen. Durch Erkundungsbohrungen ist im Süden ein südostwärtiger Versatz festgestellt worden (Kap. 5.3.). In der hier vorgelegten Störungskarte (Abb. 38) sind die beiden gegensätzlichen Abschiebungslinien voneinander getrennt dargestellt worden. Die südlich von Oberbillig am Plateaurand verlaufende nordwestabschiebende Störung klingt an der Felswand Merterlei gegenüber von Mertert in einer Flexur aus. Die Schichtlagerungskarte von MACKENBACH (2001) zeigte dort Südwest-Nordost-Streichen mit Einfallswerten von 7 bis 10°. Eine andere Änderung betraf die von Machtum heranziehende nordwestabsetzende Großstörung. Es ist der so genannte „Maria-Sprung“ am Dolomit-Bergwerk Wellen, der dort etwa 90 m Versatz aufweist (GÜDEMANN 1982, WAGNER 1987). In Ergänzung der luxemburgischen Befunde (Blatt Echternach, HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) wurde diese Störung oberhalb von Temmels nach Nordosten hin weitergeführt. Wahrscheinlich läuft sie südlich Mertert durch das hangschuttbedeckte Ausbissareal des Mittleren Muschelkalks in die Parallelstörung am unteren Moselufer hinein.

Ergänzende strukturelle Befunde haben sich aus zahlreichen Kernbohrungen im Nordosten, im nordwestlichen Randbereich des Hunsrücks ergeben. Sie stammen aus dem Jahr 2010. Zu dieser Zeit sind für Maßnahmen des Hochwasserschutzes an der Saar zahlreiche Kernbohrungen niedergebracht worden, und zwar im inneren Stadtbereich von Konz. Eigene Auswertungen der Bohrbefunde lieferten nunmehr Hinweise über den lokalen Verlauf der nördlichen Hunsrück-Randstörung und dessen nähere Charakteristik. Dadurch konnte diese Großstörung, wie sie in der GK 50 von LGB & LUWG (2010) und DITTRICH et al. (2011) dargestellt ist, ein Stück weiter nach Westen abgesichert und verlängert werden.

Dies sei hier genauer erläutert. Auf der Tiefscholle im Norden ist unter quartärer Bedeckung die tonig-siltige-sandige Altrich-Formation des späten Rotliegend erbohrt worden (Salmtal-Subformation). Die Werte des Schichteinfallens in den Bohrkernen

bewegen sich immer um 20°. Im Süden, auf der Hunsrück-Scholle, dokumentierte sich Hunsrückschiefer, teilweise verwittert und/oder gerötet (vgl. dazu DITTRICH & STETS 2008). Interessant ist der unmittelbare Störungsbereich. Am Saarufer ist dort eine nur etwa 20 bis 30 m breite Staffelscholle erbohrt worden. Sie ist verkippt, auf ein Einfallen von 30 bis 60°. Unter junger Auffüllung und etwas Quartär steht dort der tiefere Bereich der unterpermischen Ürzig-Formation (rÜ) an. Es ist der Grenzbereich zwischen der Springiersbach- und der Ignimbrit-Subformation (rÜS bzw. rÜI, vgl. STETS 2004). Über noch erbohrten 1,15 Metern von rotbraunem und hellgrauem Konglomerat mit eckigen und runden Komponenten sind unter dem Quartär 14 m Vulkanite erfasst. Es handelt sich um zu tonigem Material zersetzte Pyroklastika – zum Teil mit „mandelartigen Einschlüssen“ und kalzitischen Kluffüllungen – und massige porphyrische Magmatite. Letztere sind beige-hellgrau und rötlich. Teilweise sind sie auch „zu halbfestem Ton/Schluff zersetzt“ (Bohrprotokoll: J. LEINENBACH). Wahrscheinlich handelt es sich primär um Rhyolithe, wie sie aus der Ignimbrit-Subformation der Wittlicher Rotliegend-Senke bekannt sind. Denkbar wäre auch, dass hier an der südlichen Randverwerfung der Wittlicher Grabensenke magmatitische Zeugnisse von Spalteneruptionen beteiligt sind (vgl. STETS 2004: S. 59). Bemerkenswert ist auch der Befund der nächst-südlichen Kernbohrung. Auf einer Höhe von etwa 123 m NN ist dort die diskordante Auflagerung von roten Konglomeraten und Brekzien der untersten Ürzig-Formation auf Hunsrückschiefer erbohrt worden. Das Einfallen der Rotliegend-Gesteine ist hier relativ gering (10° ?). Es ist dies dasselbe stratigraphische Niveau wie es am Roscheiderhof auf der Hunsrück-Hochfläche ansteht (DITTRICH & STETS 2008: S. 51f.). Dort liegt es allerdings auf einer Höhe von 230 bis 240 m NN. Offensichtlich ist hier im Saartal eine weitere schmale Staffelscholle am Hunsrück-Nordrand erbohrt worden. Südlich dieser Kernbohrung ist nur noch Hunsrückschiefer angetroffen worden. Da in diesem enorm mächtigen monotonen Schichtkomplex keine Niveauabschätzung erfolgen kann, ist insgesamt leider keine genauere Angabe zum vertikalen Gesamtversatz an der Störungszone des Hunsrück-Nordrandes möglich. Er liegt jedoch (weit?) über 700 m. Die insgesamt sehr schmale Störungszone zieht sich unmittelbar südlich des Konzer Marktplatzes mit 50°-Streichen in Richtung des Saaruferes. Von dort aus verliert sich ihre Spur unter den großflächig anstehenden Quartärsedimenten der Saarmündung.

5.3. Neue Ergebnisse zu den tektonischen Richtungssystemen

Die beiden großen Grabenzonen des **rheinischen** Richtungssystems, die Saargauer und die Echternacher Grabenzone, werden im folgenden von Norden nach Süden abgehandelt, beginnend mit dem deutschen Gebiet im Osten.

Im heutigen Kartenbild der Trierer Bucht (DITTRICH et al. 2011; Teil I: Abb. 5) ist die Saargauer Grabenzone nur schwach ausgeprägt. Dies gilt vor allem auch deshalb, weil sich bei der Revisionskartierung auf Blatt 6205 Trier gegenüber der älteren GK 25 von GREBE (1888) zahlreiche tektonische Neuerungen ergeben hatten. Dies betraf vor allem die noch bei WAGNER et al. (1983) und ZITZMANN & GRÜNIG (1987) dargestellten zwei großen Gräben mit Mittelkeuper-Erhaltung, die das Blattgebiet in NNE-SSW-Richtung durchsetzten. Ihre Ausgestaltung musste stark modifiziert werden. Dadurch wurde deutlich, dass hier kein strukturelles Abbild des rheinischen Richtungssystems besteht. Bei DITTRICH (1989: Tafel 1) waren die damals dargestellten Bruchlinien noch als rheinische Strukturelemente gewertet worden. Nach heutiger Anschauung hat die Saargauer Grabenzone in diesem Gebiet eine stark reduzierte Bedeutung.

Erst weiter südlich, im mittleren Saargau, ist sie deutlich ausgeprägt. Ihr Kernbereich ist zwischen dem oberen Ortsbereich von Nittel und wenig östlich von Onsdorf zu fixieren. Er ist dort etwa 2,7 km breit und streicht etwa mit 10° (5 bis 15°).

Die östliche Randzone der Saargauer Grabenzone gestaltet die westliche Abdachung des Hunsrücks aus. Die entsprechenden rheinischen Staffelstörungen reichen nach Osten noch bis nach Wawern. Dies ergab sich aus Bohrbefunden im Bereich des dortigen Wasserwerkes (H. WEILER in WEIDENFELLER et al. 2004). Sehr prägnant entwickelt ist die 15°-streichende, westabsetzende „Tobiashausstörung“ (RATZKE 1986). Am Tobiashaus (Abb. 38) hat sie einen Versatz von über 90 m. Im Süden läuft sie bei Kahren zunächst aus. Weiter südlich, im Arbeitsgebiet von SPANNBRUCKER (1982) setzt erneut eine solche rheinische Störung an, die bis auf die Höhe von Kirf durchzuverfolgen ist. Nach Norden zu läuft die Tobiashausstörung noch in das Arbeitsgebiet von PETERS (1985) hinein.

Weiter westlich befindet sich die etwa Nord-Süd streichende, westabschiebende „Hostebergstörung“. Sie bedingt unter anderem den geradlinigen Verlauf des Mannebachtales. Nach der Schichtlagerungskarte von RATZKE (1986) sind am Hosteberg 24 m Versatz vorhanden. Etwa auf der Höhe von Mannebach ist kein Versatz mehr gesichert. Daher ist der Nordteil der von RATZKE verzeichneten Störungslinie, welcher nicht mehr NNE-SSW sondern NNW-SSE streicht, in der Abb. 38 weggelassen worden. Nach der Schichtlagerungskarte ist daran nur noch mit maximal 8 m Versatz zu rechnen. Bei einem geringfügig modifizierten Verlauf der Isolinien wird diese Kleinstörung entbehrlich.

Östlich von Onsdorf erscheinen zwei weitere Ostrandstörungen. Zusammen mit Nordost-Südwest streichenden Bruchelementen sind sie heute zum Störungskomplex des „Tawerner Sprungs“ (PETERS 1985) vereinigt.

Der Westrand der Saargauer Grabenzone ist generell weniger deutlich zu erkennen. Grund dafür ist die generell sehr stark ausgeprägte Westabdachung am Rande des Hunsrücks. Ost-abschiebende Störungslinien sind dadurch inaktiviert bzw. maskiert worden. Teilstücke davon zeigen sich jedoch im Kartenbild bei Nittel und südwestlich von Wincheringen. Nördlich Nittel ist die Fortsetzung der Westrandstörung der Saargauer Grabenzone nicht mehr bruchtektonisch erkennbar. Allerdings zeigt sie sich durch eine rheinische Schichtverbiegung und ein parallel dazu orientiertes 3. Kluftmaximum (THEBINGBUß 2000), während die Hauptstörung die Richtung wechselt und nach Nordosten hin weiterzieht. Im Dolomit-Bergwerk Wellen klingt diese dann in einer Flexur aus (WAGNER 1987).

Östlich und südöstlich von Wincheringen ist die Kernzone der Saargauer Grabenzone immer noch 2,7 km breit. Sie erstreckt sich zwischen Bilzingen und Fisch. Weiter südlich, auf der Höhe von Rommelfangen, verbreitert sie sich auf etwas über 3 km.

Bei der Ausarbeitung der älteren Tübinger Kartierung HEITELE (1964) hatten noch mehrere methodische Unsicherheiten bestanden. Im Kartierbericht RÖBLE (1997) ist dieser Umstand ausführlich erläutert worden. Die inzwischen verfügbare bessere Kenntnis der Unterkeuper-Stratigraphie erlaubte eine weitaus exaktere Flächenkartierung anhand von Kleinaufschlüssen und Äckern. Mehrere von HEITELE verzeichnete Kleinstörungen auf den Hochflächen sind dadurch entbehrlich geworden. Folgeschwer war auch die lithofazielle Fehlinterpretation der mu/mm-Grenze bei HEITELE gewesen. Sie hatte zur Annahme einer ungewöhnlich starken Schwankung der mm1-Mächtigkeit geführt (0 bis 50 m). Im östlichen Kartenbild war dies damals durch eine „tektonische Umrandung“ sämtlicher Ausbissgebiete des Oberen Muschelkalks durch mehrfach gebogene bzw. gewinkelte Störungslinien erklärt worden. Dieses tektonische Konzept hat sich jedoch nicht bewahrheiten lassen (weitere Ausführungen bei RÖBLE 1997). Die Schichtlagerung

und das Störungsmuster präsentieren sich nunmehr stark verändert. Durch die Revision erwies sich, dass diese Region maßgeblich von rheinischen Strukturelementen geprägt wird.

Zwischen der 13°-streichenden kleinen 12 m-Störung nördlich Bilzingen und dem Ostrand von Blatt 6304 Wincheringen sind von RÖBLE (1997) zwei etwa Nord-Süd streichende (rheinische) Schichteinmuldungen auskartiert worden. Die östliche Achse ist etwa 4 km lang. In ihr dokumentiert sich die nördliche Fortsetzung einer der von BAUMANN (1964) im südlichen Anschlussgebiet kartierten Nord-Süd-Störungen. Verlauf und Länge dieser Störungen sind in der Abb. 38 mithilfe der Schichtlagerungskarte von RÖBLE korrigiert worden. Die Schichtlagerungskarte von BAUMANN (1964) hatte bei der Eintragung von Störungen erhebliche methodische Unsicherheiten gezeigt, wenn diese nicht deutlich schräg zum Generaleinfallen der Schichten verlaufen. Die östliche Nord-Süd-Störung ist nach Süden hin weitaus kürzer als von BAUMANN dargestellt. Eine etwas weiter westlich eingetragene Nord-Süd- bzw. NNW-SSE-Störung konnte gänzlich entfallen.

In der Region Freudenburg fällt auf, dass alle rheinischen Bruchelemente in eine NNE-SSW-Richtung umschwenken. Zunächst drehen sie nur auf etwa 15°. Unmittelbar vor der Hauptstörung am Rande der Siercker Schwelle treten dann sogar 20 bis 30° streichende ostabsetzende Störungen auf. Es könnte sich um rotierte, primär dem rheinischen Richtungssystem zugehörige Bruchelemente handeln (Erläuterung hierzu in Teil III). Interessanterweise ist am äußersten Südostrand des Darstellungsgebietes der Abb. 38 dann wieder ein typisch rheinisch orientierter Störungsabschnitt entwickelt.

Die Echternacher Grabenzone verläuft im Westen des Untersuchungsgebietes. Nördlich davon, in der gesamten Trierer Bucht, ist sie deutlich ausgebildet. Südlich Echternach, auf luxemburgischem Gebiet, ist zumindest die Oststörung noch erkennbar, sie grenzt das Lias-Plateau nach Osten hin ab. Die Breite der (inneren) Grabenzone könnte dort bei etwa 3 km liegen. In der Region südlich davon, westlich von Grevenmacher und Remich, ist der Verlauf der Grabenzone sehr unklar. Der Westrand der Grabenzone bildet sich wohl östlich von Uebersyren ab. Dort erscheinen drei rheinisch streichende Bruchelemente. In zwei Fällen sind es Teilstrecken von Nordost-Südwest-Störungen, einmal ist es eine rheinische ostabsetzende Einzelstörung. Weitere ostabschiebende Nord-Süd-Brüche treten nördlich von Dalheim und westlich von Altwies auf.

Erst wieder im Südteil von Blatt Remich ist die gesamte Grabenzone deutlich zu erkennen. Möglicherweise hat im Zwischenbereich eine mehrfache strukturelle Überprägung durch Horizontalverschiebungen und junge Vertikaltektonik zur Maskierung dieses alten Strukturelementes im heutigen Kartenbild geführt. Anstelle von lang gestreckten rheinischen Randstörungen sind im Kartenbild nur noch kurze Bruchlinien ausgebildet.

Die Echternacher Grabenzone ist auf Blatt Remich, im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet, 5 bis 6 km breit. Die Breite des Kernbereichs ist dort etwa auf 3 km zu veranschlagen. Das Streichen liegt bei 5 bis 15°. Auf der östlichen Randschulter existiert eine sehr lang gestreckte rheinische Störung, die im Norden, etwas stärker nach Nordosten hin umschwenkt. Diese „Verflachung“ der rheinischen Richtung tritt dort auf, wo sie mit dem diagonalen Strukturelement des Schmalgrabens von Mondorf interferiert.

Auf lothringischem Gebiet ändert die lang gestreckte Oststörung ihren Verlauf. Nach Süden hin dreht sie bis über die 0°-Richtung hinweg allmählich in einen NNW-SSE-Verlauf ein (172°). So ist es jedenfalls bei BERNERS (1985b; Abb. 47 in Kap. 6.1.3.) dargestellt worden. In wieweit dies einen Einfluss der Siercker Schwelle abbildet, ist derzeit noch unklar (Teil III).

Im **diagonalen** Richtungssystem existieren zahlreiche neue Ergebnisse zur Großgrabenstruktur des Grabens von Thionville. Dessen Nordwest-Randstörung war bereits in den vorhandenen luxemburgischen Kartenwerken gut erfasst. Nun sind auch sein Südost-Rand und sein Innenbereich besser auskartiert worden.

Zunächst wird der Südost-Rand des Großgrabens beschrieben. Die von PETERS (1985) auskartierte nordwestabsetzende Abschiebung bei Wawern ist eine markante Veränderung des Kartenbildes gegenüber den Darstellungen bei GITTINGER (1964) und WAGNER et al. (1983). Mit einem Versatz von bis zu 50 m streicht sie nördlich Wawern etwa 45 bis 48°. Weitere Hinweise ergaben sich bei Fisch, etwa in der südwestlichen Fortsetzung dieser Störungslinie. RÖBLE (1997) übermittelte von dort interessante kleintektonische Beobachtungen. In einem Wasserriss und auf Ackerflächen am Alterhof kartierte sie zahlreiche 40°-streichende Schrägklüfte und Kleinabschiebungen. Alle fielen mit 50 bis 55° nach Nordwesten hin ein. Sie begleiten eine Diagonalstörung, die nach Nordosten hin dann abschnittsweise in die rheinische 5°-Richtung umschwenkt. Es dokumentiert sich hier die strukturelle Interferenz zwischen einer Randstörung des diagonalen Grabens von Thionville und der rheinischen Bruchstaffel am Hunsrück-Westrand.

Im Südosten des Untersuchungsgebietes lässt sich der südöstliche Außenrand des Grabens von Thionville fixieren. Er wird durch die von DRESEN (1979) kartierte Störung markiert, die auf Kastel-Staad zufließt. Aus morphologischen Gründen streicht sie am Steilhang des Saartals im Kartenbild nur mit 40°. Für die Lineation selbst sind 45° zu veranschlagen. Auch ein langer Störungsabschnitt südlich von Freudenburg streicht mit 45°, während andere Teilstrecken ein 55°-Streichen aufweisen. Die „steileren“ 45°-Abschnitte bilden die deutsche Verlängerung der markanten Südost-Randstörung des Grabens von Thionvilles in Lothringen (vgl. GÜK 200, Blatt CC 7102 Saarbrücken, ZITZMANN 1979).

Nach Nordwesten hin vorgelagert erscheinen verschiedene Nordost-Südwest streichende Störungslinien, die zum Grabenzentrum hin abschieben. Ihr Streichen schwankt zwischen 32° und 50°. Insgesamt formen sie die breite Südost-Schulter der Großgrabenzone aus (Abb. 2 in Teil I).

Die von KULKE (1963) auskartierte Störungslinie westlich von Sinz streicht nur mit 25° bis 27°. Ob sich darin ein separat zu bewertendes Strukturelement des 20–30°-Richtungssystems abbildet oder ob sie auf Kartierunsicherheiten auf den dortigen Unterkeuper-Plateaus zurückgeht, muss zunächst dahingestellt bleiben. Generell besteht im westlichen Arbeitsgebiet von KULKE ein gewisser Handlungsbedarf für Revisionskartierungen. Mit der heute vorhandenen Kenntnis der Unterkeuper-Stratigraphie wird sich das Störungsmuster sicherlich genauer ermitteln lassen. Zudem sind bei der Ausarbeitung dieser Kartierung die damals erfassten lokalen Kluftrichtungen nicht genug berücksichtigt worden.

Nun zum Inneren der großen Grabenzone. Dieses ist durch mehrere südostabsetzende Diagonalstörungen gekennzeichnet. Eine dahingehende Veränderung des Kartenbildes ergab sich östlich und nordöstlich von Wellen, durch die Erkundungsbohrungen der TKDZ (Trierer Kalk-, Dolomit- und Zementwerke GmbH; MACKENBACH 2001). Eine noch von GITTINGER (1964) kartierte nordwestabsetzende Diagonalstörung im Bereich Reimbüsch-Gedeis, nördlich Nittel, konnte entfallen. Dies hatte bereits GÜDEMANN (1982) festgestellt. Andererseits wurde weiter nordöstlich, zwischen Temmels und Fellerich, eine nach Südosten absetzende 40°-streichende Diagonalstörung nötig (Kap. 6.3.3.). Der Verlauf ihres Südeils ist in Abb. 38 gegenüber der Darstellung bei MACKENBACH begründet worden. In der neuen Variante, die alle dokumentierten Geländebefun-

de und die Morphologie berücksichtigt, ist die Orientierung der deutlichen Klufftmaxima einer nahegelegenen Klufftrose besser berücksichtigt. Eine geringe Verlaufskorrektur ist auch bei der Gegenstörung im Südosten vorgenommen worden. Eine weitere noch längere südostabsetzende diagonale Störungslinie zieht sich südöstlich von Fellerich und Nittel. Auch sie ist ein neues Ergebnis der Bonner Revisionskartierungen. Durch die Gegensinnigkeit der Versatzrichtung – entgegen der Westabdachung des Hunsrücks – sind die beiden genannten Störungen auffällige Gestaltungselemente des Saargau-Bruchmusters. Dasselbe gilt für die schon bei GREBE (1880) und HEITELE (1964) ange deutete, später von RÖBLE (1997) präzisierete Südost-absetzende Störungslinie, die sich von Wincheringen über Söst bis südlich von Onsdorf zieht (mehr dazu in Kap. 6.3.3.).

Bei Wincheringen selbst ist ein Graben ausgebildet. Am äußersten Südrand des Arbeitsgebietes von RÖBLE (1997) ist er nahezu symmetrisch. An seiner Westrand-Störung treten über 60 m Versatz auf, im Osten sind über 50 m festzustellen. Ähnliches zeigte sich im südlich anschließenden Kartiergebiet von BAUMANN (1964), wo sich bei Helfant 60 m Versatz im Nordwesten und 40 m im Südosten gegenüberstehen. Schon DITTRICH (1993) und RÖBLE (1997) haben betont, dass der Grund für diese relativ ausgeglichenen Randversätze in der besonderen Position dieses Schmalgrabens zu suchen sei. Schließlich liegt er im inneren Bereich der Großstruktur des Grabens von Thionville.

Südwestlich von Helfant ist die Schmalgrabenstruktur nur noch schwer auszukartieren, bedingt durch die flächenhafte Überlagerung durch quartäre Deckschichten (Moselterrassen). Allerdings deutet sich an, dass die südöstliche Randstörung dort rasch an Versatz verliert. Ein schmaler diagonalen Graben im Moseltal südöstlich von Palzem repräsentiert wohl das südwestliche Ende der Wincheringer Schmalgrabenstruktur. Er wurde auf dem luxemburgischen GK 25-Blatt Remich dargestellt, welches einen breiten Gebietsstreifen auf der deutschen Mosel-Seite mit erfasst (BERNERS 1985a, Abb. 38). Zur älteren Tübinger Kartierung KULKE (1963) bestehen Abweichungen. Diese Arbeit wird auch in der Metakarte zur GK 25 und im Schriftenverzeichnis bei BERNERS (1985b) nicht angeführt. In der äußersten Nordostecke des Blattgebietes Remich ist eine neue 35°-streichende nordwestabsetzende Abschiebung verzeichnet worden. Sie liegt in der Verlängerung der Südost-Störung des Schmalgrabens. Bei BERNERS (1985a) biegt die Kleingrabenstruktur im Flussbereich dann nach SSW hin um. Dieser lediglich vermutete Verlauf unter dem Mosel-Quartär ist in der Abb. 38 modifiziert worden, um auch die Strukturdaten von KULKE zu berücksichtigen.

RÖBLE (1997) bezeichnete die gesamte Grabenstruktur als „Schmalgraben Wincheringen-Schloß Thorn“. Diese Benennung ist jedoch ungünstig. Das entsprechende Schloss liegt deutlich weiter südlich und somit abseits der Schmalgrabenstruktur. Hier wird die Bezeichnung Schmalgraben von Wincheringen vorgezogen.

Ein Vergleich der Gräben im nördlichen und mittleren Saargau mit denen in der südöstlichen Trierer Bucht bietet sich an. Möglich wäre, dass sich in der Grabenstruktur zwischen der Fellerichermühle und Onsdorf der Zentralgraben im Graben von Thionville fortsetzt, wie er aus dem Trierer Raum bekannt ist (Abb. 5 in Teil I). Dort war am linken Trierer Moselufer, im südöstlichen Mittelteil des Großgrabens, ein etwa 750 m breiter diagonalen Spezialgraben auszuhalten gewesen. Umgrenzt wird er durch den „Pulvermühle-Sprung“ und die nordwestabsetzende Störung Balduinstal-Kenn-Bekond. Sowohl die Dimension als auch die relative Lage dieser Struktur in Bezug zu den Außenrändern des Grabens von Thionville passen gut. Der Schmalgraben von Wincheringen könnte ein ähnliches Strukturelement sein, nämlich ein Spezialgraben, der den inneren Senkungsbereich der Großgrabenzone durchsetzt. Er liegt allerdings etwas weiter nordwestlich innerhalb der Gesamtstruktur als der erstgenannte Spezialgraben.

Für die Abb. 38 ist die nordöstlich von Schloss Thorn verlaufende, bei KULKE (1963) mit 24° streichende Störung in ihrem Verlauf modifiziert worden. Dabei sind die überlieferten unterschiedlichen Geländebefunde berücksichtigt worden. Im einzelnen waren dies eine große Doline auf dem Schmerzen-Berg, eine Messung des Einfallens im Einschnitt des Bachtals westlich Dilmar, die Morphologie und die umgebenden Kluftrichtungen. Es resultiert eine Störungslinie, die im Süden gut 30° streicht und im Norden in eine rheinische 15°-Richtung umbiegt.

Der genaue Verlauf der weiter südöstlich gelegenen, lang gezogenen Störungslinie ist noch ungewiss. Insbesondere die Teilstrecken nordöstlich und südwestlich Dilmar sind derzeit noch nicht hinreichend abgesichert. KULKE (1963) hatte nur kurze Abschnitte in den Bachtälern verzeichnet und die Verbindungsstücke auf den Unterkeuper-Plateaus offen gelassen. Diese Verbindungen sind in Abb. 38 ergänzt worden. Die Kluffrosen der näheren Umgebung zeigen klare 35°- oder 45°-streichende Maxima und die dazu konjugierten Richtungen. Andere Maxima fehlen. Offenbar dominiert das diagonale Richtungssystem völlig. Dasselbe gilt für die Umgebung des Schmalgrabens von Tettingen-Sinz. Die dortigen Kluffmaxima bilden ausschließlich die Nordost-Südwest-Richtung und die Senkrechte darauf ab (KULKE 1963). Die Streichwerte der Abschiebungen in der Region Dilmar-Borg-Faha-Kirf schwanken zwischen 32 und 50°. Dies umfasst sowohl gerade verlaufende Störungen als auch Teilbereiche von umknickenden Störungslinien. Es dokumentiert sich hier eine erhebliche Variationsbreite des diagonalen Richtungssystems. Noch ist ungeklärt, ob dies durch Unsicherheiten bei der Flächenkartierung vorgetäuscht wurde (siehe Ausführungen weiter vorne) oder ob dies die reale Situation abbildet. Im zweiten Fall könnten sich darin verschiedene Generationen von Beanspruchungen abbilden (Teil III).

Der von KULKE (1963) ausgehaltene Schmalgraben von Faha läuft im angrenzenden Arbeitsgebiet von SCHNEIDER (1982) aus (Abb. 38). Eine kurze Fortsetzung der Südost-Störung lässt sich im Muschelkalk-Ausbiss anhand einer markanten Flexur des gut zu kartierenden stratigraphischen Grenzbereichs mu/mm erkennen. Die Nordwest-Störung setzt zunächst aus, um dann östlich des Leukbachtals in einer 55 bis 60° streichenden Störung mit maximal 25 m Versatz eine Fortsetzung zu finden. In einer nordwestabsetzenden Kleinstörung westlich Freudenburg könnte erneut die entsprechende Gegenstörung anklingen. Die Zugehörigkeit dieses dadurch angedeuteten, relativ „flach“ streichenden Schmalgrabens bei Freudenburg zum diagonalen Richtungssystem ist jedoch nicht gesichert. Sofern hier nicht eine kleine Ungenauigkeit der geologischen Erfassung oder aber eine sekundäre rotierende Verstellung anzunehmen sind, könnte es sich dabei auch um ein variszisches Richtungselement handeln (Teil III). Hier am Nordrand der Siercker Schwelle existiert schließlich eine intensive Interferenz von diagonalen und variszischen Strukturelementen. Die südöstliche Randstörung des diagonalen Schmalgrabens von Faha ist insgesamt gesehen die längere von beiden. Deren Fortsetzung durch den Ortsbereich Borg im Südwesten wurde auf Blatt Perl dokumentiert (KONZAN 1995).

Einige wesentliche Aussagen von DITTRICH (1989) zum **variszischen** Richtungssystem im Saargau sind nicht mehr aufrecht zu erhalten. Die Neukartierungen auf deutschem Gebiet haben wichtige Grundlagen der damaligen Deutung widerlegt. Einzelne Lineationen sind nicht so lang oder so deutlich ausgeprägt wie damals noch angenommen.

Es sind aber zweifellos Ost-West bzw. ENE-WSW orientierte Zonen entwickelt, in denen immer wieder variszisch streichende Teilstrecken von ansonsten oft diagonal verlaufenden Störungslinien auftreten. Hinzu kommen variszisch streichende Kleinstörungen und Kluffmaxima. Die jeweiligen Strukturhinweise liegen nicht immer genau in

streichender Fortsetzung zueinander. Bedenkt man jedoch, dass es sich bei diesen Bruchlinien überwiegend um die oberflächennahe „Spur“ von erdgeschichtlich früh – bei der variskischen Orogenese – angelegten Sockelstörungen handelt, ist dies nicht weiter verwunderlich. Spätere Horizontalbewegungen haben diese alten Lineationen gekreuzt und (mehrfach) versetzt. Entlang von rheinisch und diagonal streichenden Blattverschiebungen sind ja im Nordteil der Trier-Luxemburger Bucht deutliche dextrale und sinistrale Horizontalversätze nachgewiesen worden (DITTRICH 2009). Teilweise wird dies wohl auch für südlichere Bereiche gelten. Zusätzliche Horizontalversätze entlang von Bruchlinien der 20–30°-Richtung und entlang von allen jeweils konjugierten Bewegungsflächen sind gleichfalls möglich. So kann es auch zu gewissen Richtungsvariationen einzelner Bruchelemente gekommen sein (Teil III).

In Kenntnis der neuen Kartiererergebnisse im Saargau sind fünf mehr oder weniger schmale „variszische Zonen“ auszumachen.

Die nördlichste dieser Zonen verläuft zwischen Konz im Osten und Wellen im Westen. Bei den dortigen Brüchen handelt es sich immer um nordabsetzende Abschiebungen. Im Osten ist es die von PETERS (1985) kartierte 80°-Störung westlich von Konz. In der Schichtlagerungskarte von PETERS ist sie in einer Länge von (mindestens) 2,7 km eingetragen worden. In ihrem Westteil hat sie ein recht kleinräumiges Versatzmaximum von etwa 110 m. Nach Osten vermindert sich der Versatzbetrag rasch auf etwa 80 m. Anschließend wird dieser zum größten Teil (60 m) von einer nach NNE verlaufenden Zweigstörung aufgenommen. Die eigentliche variszische Bruchlinie mit einem Restversatz von 20 bis 30 m setzt sich in der Schichtlagerungskarte von PETERS noch (etwas mehr als) 2 km weiter in Richtung Konz fort. Aus der Geländemorphologie lässt sich eine mögliche Fortsetzung ableiten, die etwa 1,5 km lang ist (Abb. 38).

Das nächste variszische Strukturelement nach Westen hin ist der von MACKENBACH (2001) innerhalb einer diagonalen Horststruktur festgestellte 75°-streichende Kleinsattel südlich von Fellerich. Dessen Nordflanke resultiert möglicherweise aus einer Schichtverbiegung über einer variszischen Bruchlinie. In Abb. 38 ist sie mit Fragezeichen eingetragen worden.

Nach Westen hin schließen sich mehrere Hinweise auf eine variszisch orientierte strukturelle Vorprägung im Dolomit-Bergwerk Wellen an. Eine solche spielt dort zwar keine beherrschende Rolle – in den Kluffmustern dominiert das Diagonalsystem –, bei genauerer Betrachtung wird sie jedoch deutlich. Zu nennen sind 62 bis 77° streichende Schrägklüfte (Unteres Lager, 2. Messpunkt, Kap. 6.2.1.) sowie prägnante 60–70°-Nebenmaxima in drei Richtungsrosen saigerer Klüfte (GÜDEMANN 1982: Abb. 15). Überdies sind mehrere kluffkontrollierte Außenflächen von Stützpfeilern in dieser Richtung orientiert (vgl. Grubenplan der Abb. 35 bei GÜDEMANN 1982). Alle diese Phänomene beschränken sich auf eine etwa 60°-streichende Zone, die das Bergwerk im zentralen Bereich durchzieht. Südlich des Bergwerks belegt die Kluffrose eines obertägigen Aufschlusses die Existenz solcher Trennflächen (GITTINGER 1964: A 65). Der Messpunkt liegt nordöstlich von Nittel, noch nicht ganz auf der Höhe von Machtum (R 25 32 860, H 55 02 290). Zwischen 65 und 70° streichende Klüfte bilden dort ein schwach ausgeprägtes drittes Maximum. Dies unterscheidet diese Kluffrose von allen anderen, die im Gebiet Machtum–Wellen–Tommels erhoben wurden. In allen anderen Rosen von GITTINGER ist der variszische Winkelbereich unbesetzt.

Zwischen Wellen und Uebersyren schließlich gruppieren sich einige Nord- bis NNW-absetzende Störungen und Störungsteilstrecken, die nicht dem diagonalen Richtungssystem zugeordnet werden können, da sie „flacher“, also Ost-West-tendierend verlaufen. Interessant ist, dass das vertikale Versatzmaximum des gesamten Untersu-

chungsgebietes entlang dieser Lineation auftritt. Es befindet sich südlich von Wellen, am deutschen Talhang der Mosel. Dort setzt die südliche Hochscholle mit höherem Unteren Muschelkalk gegen höheren Unterkeuper im Norden ab, es resultieren gut 150 m Versatz. Diese nordwärts absetzende Strukturlinie ist alt angelegt. Sie hatte schon die Beckenkonfiguration des Oberen Muschelkalks mit beeinflusst (DITTRICH 1989). Nach Westen hin ist sie wohl noch bis nach Sandweiler zu verfolgen (Kap. 5.1.).

Die zweite variszische Zone zieht sich von Wawern im Osten über Wormeldange nach Hesperange im Westen. In Luxemburg entspricht sie der von DITTRICH (1993) ausgehaltenen Bruchlinie von (Nittel-)Niederdonven-Canach-Hesperange. Immer handelt es sich um südabsetzende Bruchelemente. Westlich von Wawern war gemäß GITTINGER (1964; Kap. 6.1.2.) eine 70°-streichende 10 m-Störung erschlossen. Westlich von Kümmern streicht das Nordost-Ende einer lang gezogenen Nordost-Südwest-Störung mit 70 bis 75° (THEBINGBUß 2000). Ein vermittelnder Hinweis dazwischen ist eine Kluffrose von THEBINGBUß am südlichen Rand seines Arbeitsgebietes westlich Kümmern. Diese zeigt ein Hauptmaximum bei 65°. Am Nordrand der Ortschaft Wincheringen streicht die von RÖßLE (1997) auskartierte Nordwest-Randstörung des Wincheringer Schmalgrabens 70 bis 80°, also variszisch. Bestätigt wird dies durch eine parallel verlaufende Kleinstörung und die etwa 65°-streichende Gegenstörung im Süden. Auffällig war auch der Klüftungsbefund an der Rehlinger Schutzhütte – an der Bergkuppe Gemünd nördlich von Wincheringen –, der eine 70 bis 80°-Hauptklufftrichtung auswies.

Auf der luxemburgischen Moselseite streicht der Nordteil des weiten Störungsbogens Ehnem-Wormeldange streckenweise mit 68°. Welche Bedeutung die nördlich von Wormeldange gelegene Abspaltung des Mondorfer Schmalgrabens einnimmt, ob es sich ebenfalls um ein variszisches Strukturelement handelt, wird später zu klären sein (Teil III). Die nächst westliche Bruchlinie ist die variszisch streichende Hauptstörung des Schmalgrabens von Canach. Die von der Abb. 38 nicht mehr erfasste Ortschaft Hesperange liegt 5 km südlich des Stadtzentrums von Luxembourg. Dort zeigt die große Diagonalstörung, die sich von Biwer über Sandweiler nach Esch/Alzette und weiter nach Lothringen zieht („Verwerfung von Crusnes“), über weite Strecken eine auffällige variszisch orientierte Richtungsirritation (mehr dazu in Teil III).

Die dritte variszische Zone liegt im Bereich der von DITTRICH (1989) angenommenen südabsetzenden Bruchlinie Altwies-Rommelfangen-Saarburg. Im Osten ist sie allerdings kürzer als damals vermutet. Eine variszisch streichende Störung entlang des nördlichen Hostebergs in Richtung Saarburg existiert in der GK von RÖßLE (1997) nicht und auch nicht im östlichen Anschlussgebiet RATZKE (1986). Eine solche lang gestreckte Bruchlinie war zuvor von HEITTELE (1964) dargestellt worden. Anschließend hatte sie Eingang in die GÜK 100 von WAGNER et al. (1983) gefunden und war zur Charakterisierung des variszischen Richtungssystems mit- verwendet worden. Nun hingegen ist die regionale tektonische Situation zu revidieren. Die variszische Lineation endet nordöstlich von Rommelfangen, südwestlich von Körrig. Nordöstlich von Rommelfangen streicht sie etwa 63°. Der Abschnitt zwischen Rommelfangen und dem östlichen Moseltalhang verläuft relativ „steil“. Zwischen Dilmar und Rommelfangen tritt abschnittsweise ein 58°-Streichen auf. Zwei Kluffrosen in der näheren Umgebung zeigen ein 145°-Maximum (Senkrechte auf 55°; KULKE 1963). In der westlichen Fortsetzung, im Moseltal, tritt eine südabsetzende Abschiebung auf. Sie streicht mit 58°. BERNERS (1985a) hatte sie im Talbereich südlich Remich als vermutete Störungslinie verzeichnet.

Der Abschnitt auf luxemburgischem Gebiet zeigt demgegenüber „flachere“ Streichwerte. Die zwei Störungslinien nördlich Wellenstein und Altwies streichen mit 65 bis 70° bzw. 80°. Die erstgenannte Störung ist in der amtlichen GÜK 100 (BINTZ & MAQUIL

1992) fälschlicherweise mit einem Nordwest-gerichteten Versatz eingetragen worden. Dies entspricht aber nicht der zugrunde gelegten GK 25 Blatt Remich.

Im folgenden wird die beschriebene Gesamtlineation als Bruchlinie Altwies–Remich–Rommelfangen bezeichnet. Zwischen ihr und der Siercker Schwelle im Süden ist von DITTRICH (1993) ein Graben von Elvange–Nennig ausgehalten worden.

Die vierte variszische Zone markiert den äußeren Nord- bzw. Nordweststrand der Siercker Schwelle. Eine erste Abbruchstaffel deutet sich südlich von Besch im Moseltal an. Dort, auf Blatt 6504 Perl (KONZAN 1995), erscheint eine mit 65° variszisch streichende nordabschiebende Störungslinie. Nach Süden zu häufen sich dann nordabsetzende Bruchelemente. Sie liegen im Bereich der von DITTRICH (1989) benannten Bruchlinie Schengen–Freudenburg. Nach den nun eingearbeiteten Kartiererergebnissen von DRESEN (1979) und SCHNEIDER (1982) ist sie nach Osten hin noch etwas weiter zu verfolgen. Mit einem 55°-Streichen zieht sie sich noch 4 km bis östlich von Freudenburg (Abb. 38). Im Südosten, auf Blatt Perl – außerhalb des Darstellungsbereiches der Abb. 38 – zeichnet sie sich ebenfalls ab, bis über das Moseltal hinweg.

Die früher im nördlichen Vorfeld der Siercker Schwelle zusätzlich noch ausgeschiedene Bruchlinie Sinz–Wintrange–Burmerange (DITTRICH 1989; Teil I: Abb. 2) lässt sich nach neueren Ergebnissen nicht mehr aufrecht halten. In der Zusammenschau sämtlicher Befunde bildet sich im südlichen Saargau für das variszische Richtungssystem ein Streichen von 55 bis 75° ab.

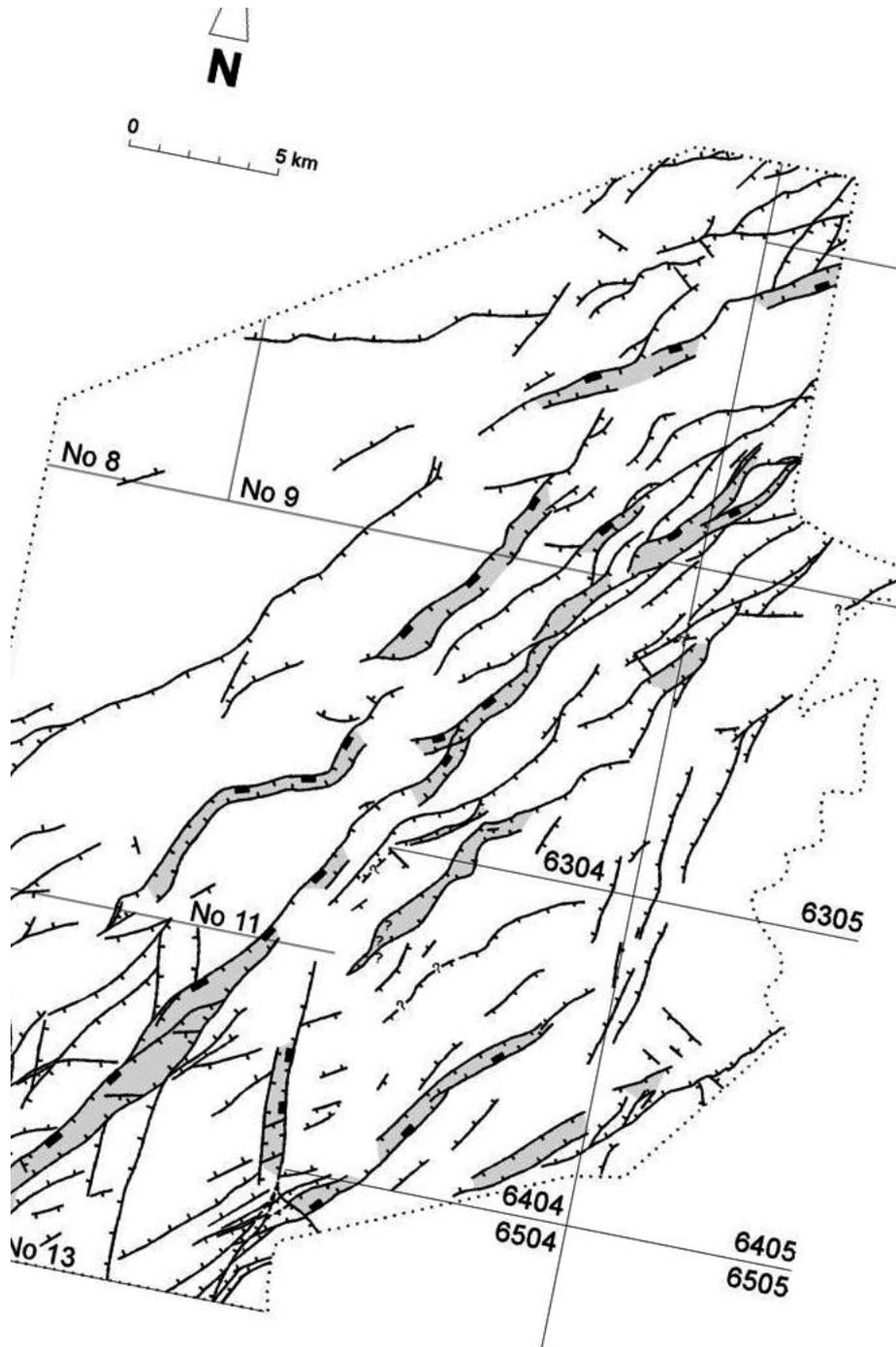
Nördlich des Saargaus, in der südlichen Trierer Bucht, existieren ebenfalls variszisch streichende Lineationen. Die auffälligste ist die sehr lang gezogene südabsetzende 70°-Störung, die sich vom oberen Biewertal über Trierweiler bis nach Metzdorf an die Untersauer zieht (vgl. Teil I: Abb. 4). Es ist dies der Südrand der Schwelle von Blaschette–Born (Teil I: Abb. 2 und 5; Kap. 5.1.). In Luxemburg setzt sich diese Störung noch etwa 2 km weit fort, als variszisch streichende Teilstrecke einer anschließend nach Südwesten hin umschwenkenden Bruchlinie. Möglicherweise besteht nach Westen hin auch ein Zusammenhang mit der 65°-streichenden südabsetzenden Abschiebung bei Lellig.

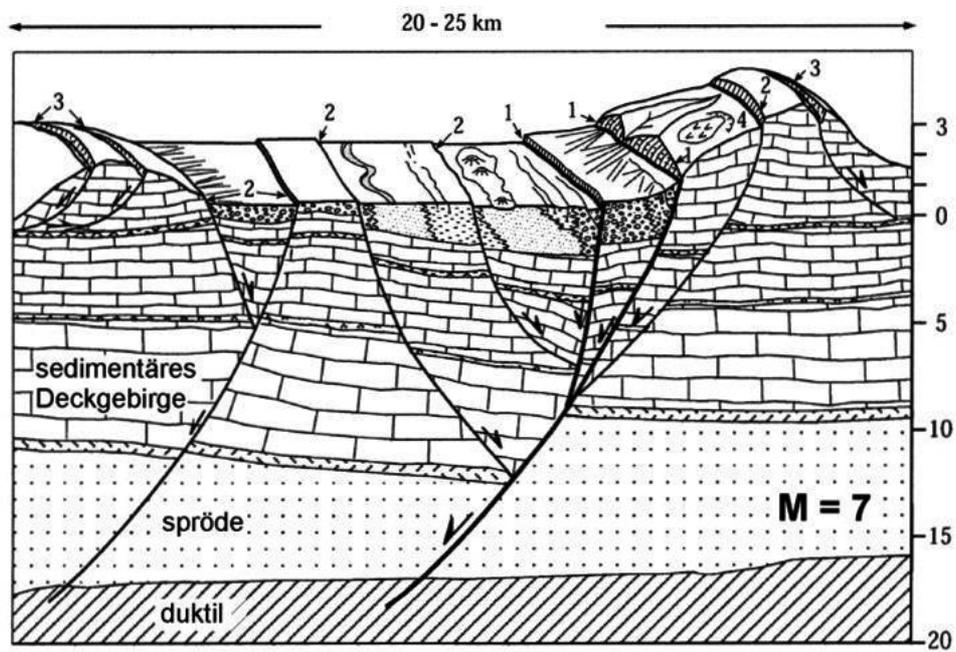
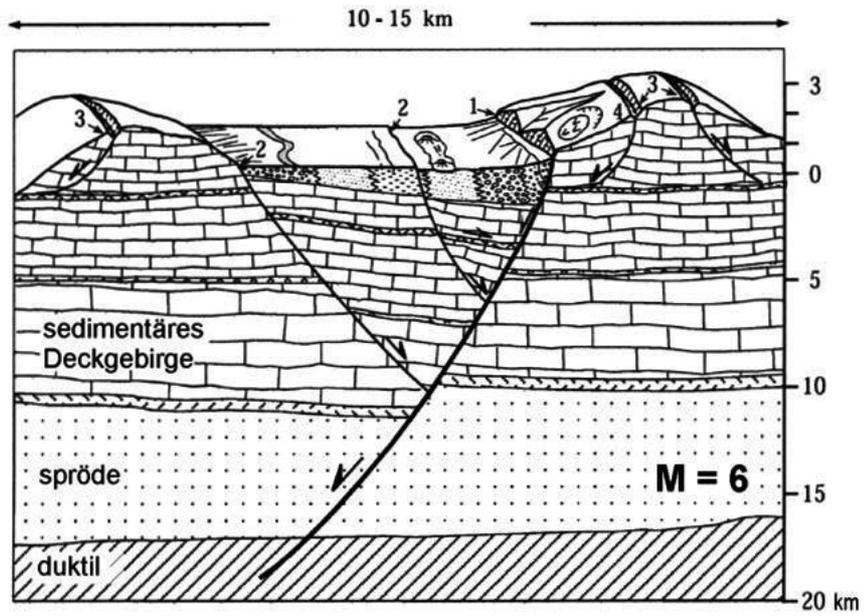
Östlich des Mündungsbereichs der Sauer verläuft ebenfalls eine variszisch streichende Bruchlinie. Sie setzt nach Norden hin ab und begrenzt nach DITTRICH (2011: Abb. 5) den Graben von Junglinster nach Südwesten hin. Im heutigen Kartenbild des unmittelbar angrenzenden luxemburgischen Gebietes lässt sich keine Fortsetzung dieser variszischen Lineation ausfindig machen.

Alle Richtungssysteme umfassen auch Schmalgräben. Ihre Richtungen liegen zwischen Nord-Süd und ENE-WSW (Abb. 39); der Moselschmalgraben zeigt eine Tendenz zu NNW-SSE. Insbesondere im Kartenbild Südost-Luxemburgs handelt es sich um sehr auffällige Strukturelemente (Kap. 5.1.). Wie im vorhergehenden beschrieben wurde, sind im Saargau solche Elemente neu auskartiert worden. In anderen Fällen sind früher schon bekannte Schmalgräben in ihren Verläufen präzisiert worden.

Als Spezialgebiete der Tektonik haben in letzter Zeit das Forschungsfeld der Neotektonik und das der seismischen (Paläo-)Geomorphologie immer mehr an Bedeutung gewonnen. DRAMIS & BLUMETTI (2005) beispielsweise untersuchten Erdbeben-generierte Landschaftsformen im Mittelmeerraum, vor allem in Intramontanbecken des Apennin. Für das Regime von Extensionstektonik stellten sie fest, dass bei Erschütterungen der

Abb. 39: Typisch asymmetrische Schmalgräben (Hauptstörungen markiert) und sonstige Spezialgräben im Untersuchungsgebiet.





Magnitude 6 (Richter-Skala) typischerweise Gräben im Deckgebirge von gut 5 km Breite entstehen (Abb. 40). Dies beschreibt den Abstand zwischen der neu entstandenen bzw. reaktivierten primären Bruchlinie und dem Haupt-Sekundärbruch. Bei Magnitude 7 hingegen sind die entstehenden Gräben über 10 km breit und von mehreren Begleitbruchlinien flankiert. Zusätzlich entsteht eines zweites, parallel verlaufendes, kleineres Bruchsystem. DRAMIS & BLUMETTI bezeichneten derartige Nachbrüche, die die Abschiebungstendenz des Hauptbruches in schwächerem Ausmaß wiederholen, als „sympathetic“ („sympathisierend“), was wohl im Sinne von „gleichgesinnt“ bzw. von „gleichsinnig“ verstanden werden muss.

In den abgebildeten Beispielen von Neotektonik handelt es sich um quartäre, also um subrezente Bruchsysteme. Bei älteren Strukturen, die überdies – wie es für die östliche Trier-Luxemburger Bucht bekannt ist (MÄLZER et al. 1983, DITTRICH 2008, 2009) – einer länger andauernden Hebung und begleitenden Abtragung unterworfen waren, ist zu erwarten, dass sich die Breiten der Gräben bzw. Schmalgräben inzwischen verringert haben. Tatsächlich ist es so, dass diese Strukturen im Nordosten der Trier-Luxemburger Bucht üblicherweise schmaler sind als im Südwesten. Dies kann an einer sekundären erosiven Freilegung tieferer Abschnitte solcher „Y-Gräben“ liegen. Die starke kanozoische Hebung der Osteifel bei relativer Absenkung des Pariser Beckens wird dies bewirkt haben.

Höchstwahrscheinlich ist es so, dass die zahlreichen Schmalgräben der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht (Kap. 5.1.) besonders stark ausgeprägte Fugen in der Erdkruste markieren. Diese Schwächezonen sind im Zuge wechselnder Spannungsfelder bei Erdbeben aktiviert und bewegt worden. Im Deckgebirge führten diese Erschütterungen zur Herausbildung von entsprechenden Gegenstörungen, so dass Schmalgräben entstanden. Die durchgepausten Hauptstörungen dieser auffälligen Schmalgräben als Abbild von wichtigen Tiefenbrüchen sind dem entsprechend bei kinematischen Ausdeutungen (Teil III) besonders zu berücksichtigen.

6. Hinweise auf kompressive Beanspruchungen im Saargau und in Südost-Luxemburg

6.1. Auswertung der älteren Literatur

6.1.1. Lucius (1948 und 1959)

Eine kräftige postvariszische kompressive Deformation der (deutsch-) luxemburgischen Gutland-Region wurde von Lucius (1948) beschrieben. Geschildert wurde das Konzept einer starren Bruchfaltentektonik. „Das ganze Gebiet zeigt deutliche Faltung, die aber neben den Brüchen zurücktritt“ (S. 333). Ursächlich dafür sei ein „alpiner Schub im Tertiär“ gewesen (S. 362). Die Hauptphase der tektonischen Bewegungen sei das Alttertiär gewesen. Dabei hätte die „faltende Kraft“ zuerst zu weitspannigen Verbiegungen geführt, die dann bei „fortgesetztem seitlichem Druck bis zum Zerreißen verzerrt wurden“ (S. 327). Mehrfach betonte er, dass Falten und Brüche in getrennten Phasen ange-



Abb. 40: Bei Extensionstektonik mit Erdbeben der Stärke 6 und 7 stattfindende Relativbewegungen und die dabei resultierenden Bewegungsflächen und Landschaftsformen (aus DRAMIS & BLUMETTI 2005; ins Deutsche übertragen und stark vereinfacht). Breitenangaben oben: Reichweite von größeren Boden- und Untergrundeffekten im Umfeld der Störungszone. Es entstehen und verstärken sich sowohl primäre (1) als auch sekundäre und „sympathisierende“ Brüche (2), darüber hinaus werden Bergzerstörungen (3) und vergleichsweise flachgründige Rutschungen (4) aktiviert.

legt worden wären. Zunächst seien Falten gebildet worden. Dabei hätte einem Zusammenschub in den Mulden eine Zerrung auf den Gewölbeumbiegungen gegenüber gestanden (S. 348). Die Verbiegungen der Falten hätten die wichtigsten Brüche vorgezeichnet. Die Brüche seien in Abhängigkeit von den Falten entstanden, durch eine mechanische Überbeanspruchung des starren Materials durch die Verbiegung (S. 333).

Konsequenterweise ist von Lucius (1948) bei der Beschreibung der Schichtlagerung des mesozoischen Deckgebirges generell eine Faltennomenklatur verwendet worden. Er beschrieb und verzeichnete zahlreiche sehr lang gestreckte „Sattel-“ und „Muldenachsen“, die das Gesamtgebiet der Trier-Luxemburger Bucht bis nach Lothringen hin durchziehen.

Das tektonische Konzept solcher weit durchhaltenden Großfalten ist jedoch bei Revisionskartierungen in späteren Jahren wiederholt in Frage gestellt worden. Oftmals bildet sich lediglich ein Blockschollenmosaik im tieferen Untergrund ab (DITTRICH 1989). Da die lokale Höhenlage eines Bezugshorizontes durch die interferierende Wirkung von Hoch- und Tiefstrukturen mehrerer Richtungssysteme kontrolliert wird, sind die Lagerungsverhältnisse recht komplex. Die „Achsen“ wechseln mehrfach ihren Verlauf, spalten auf und setzen streckenweise gänzlich aus. Vor allem aber queren sie bedeutende Bruchlinien. Insofern können sie nicht nur durch Flankenzerreißen gemäß Lucius entstanden sein und auch nicht bei einem dauerhaft gleich bleibendem Stressfeld. Die Verhältnisse sind komplizierter als es das noch sehr einfache Modell von Lucius erwarten ließ. Offenbar haben bei der Herausbildung der heutigen Schichtlagerung mehrere unterschiedliche Beanspruchungsmuster eine Rolle gespielt.

Interessant ist eine von Lucius (1948: Fig. 29) angefertigte Skizze des ehemals gut erschlossenen Straßenanschnitts an der Straße Wasserbillig–Givenich. Aus ihr sind genauere tektonische Aussagen abzuleiten. Die dort angetroffene Abfolge wurde von Lucius als „Myophorien-Schichten“ bezeichnet (Abb. 41). Heute wird sie als Unterkeuper eingestuft. Dieser stratigraphische Abschnitt erlaubt wegen seiner lithologischen Vielfaltigkeit und seines breiten Farbspektrums in besonderem Maße die Identifikation und laterale Verfolgung einzelner Bänke. Die vom erfahrenen Landesgeologen M. Lucius im Detail verzeichneten Aufschlussverhältnisse sind also völlig glaubhaft. Die gezeigten Verbiegungen und Versätze können nicht mit eiszeitlicher Kryoturbation erklärt werden; die Unterkeuper-Dolomitbänke sind spröde, hart und somit eher formstabil. Offensichtlich ist es hier zu einer kompressiven Verfaltung und überdies zu vertikaltekttonischen Verstellungen gekommen.

Die Abb. 41 enthält im unteren, von mir interpretierten Teil eine Eintragung von vermuteten tektonischen Bewegungsflächen. Die Aufschiebung links von der Mitte ist relativ sicher anzunehmen. Sie würde demnach – ebenso wie die zahlreichen Verfaltungen – auf eine etwa Nord-Süd (bzw. etwa NNE-SSW) gerichtete Einengung hinweisen. Die vermutete Störung rechts von der Mitte ist von ungewissem Charakter. Es könnte sich entweder um eine zweite, entgegengesetzt gerichtete Aufschiebung handeln oder aber um eine (jüngere) Abschiebung nach Norden hin. Die zweite, wahrscheinlichere Möglichkeit würde zur Abschiebung ganz rechts passen. Beide Abschiebungen hätten dann eine zuvor verfaltete Gesteinsabfolge durchschlagen. Dies müsste in einer späteren Phase mit näherungsweise Nord-Süd gerichteter Dehnung geschehen sein. Die Lagerungsverhältnisse zeigen, dass die Abschiebungstektonik sicherlich nicht – wie Lucius generell glaubte – eine bloße Folge der „Faltung“ mit „Zerrung auf den Gewölbeumbiegungen“ gewesen sein kann.

Die exakten Beanspruchungsrichtungen sind nicht unmittelbar abzulesen. Entsprechendes gilt für den genauen Einfallwert der eingetragenen Störungsflächen. Zum einen

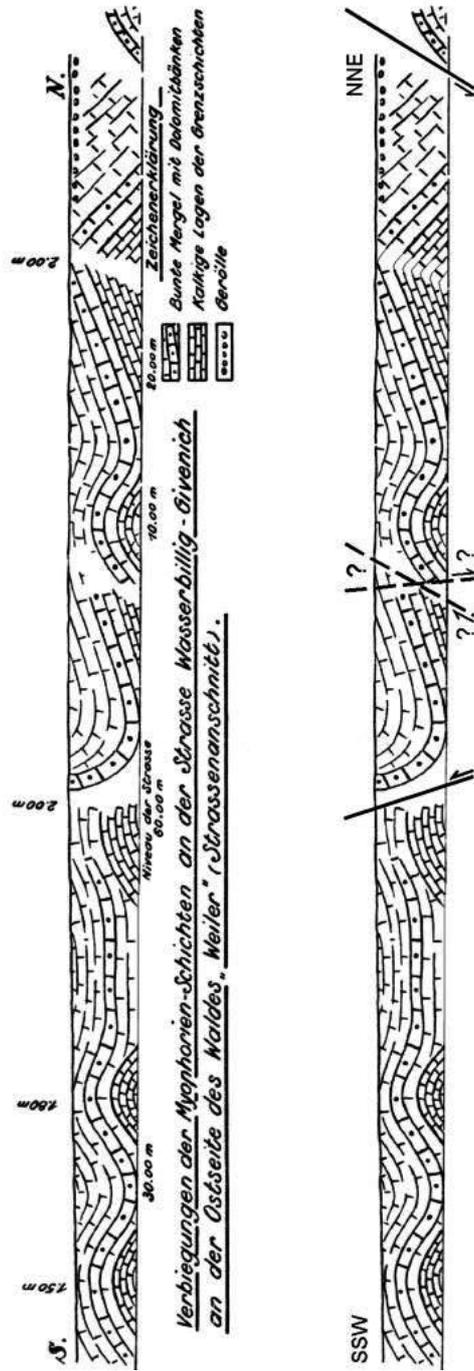


Abb. 41: Aufschlusskizze eines Straßenhangs im Unterkeuper nordwestlich von Wasserbillig (luxemburgische GK25 Blatt No 9 Echternach: R 101 875-925, H 87 950 - 88 125; aus Lucius 1948). „Kalkige Lagen“ ist zu lesen als „karbonatische Lagen“. Untere Version mit präzisierten Himmelsrichtungen und mit Eintragung der aus den Lagerungsverhältnissen vermutlich abzuleitenden tektonischen Bewegungsflächen.

lieferte die Skizze von Lucius einen gewissen Spielraum für die Einfallwinkel der einpassbaren Bewegungsflächen. Zum anderen müssen dort die entsprechenden Störungsflächen nicht unbedingt senkrecht zu ihrem Streichen angeschnitten worden sein. Die realen Einfallwinkel könnten durchaus größer sein, die Störungsflächen also steiler einfallen.

Eine separate Publikation von Lucius (1959) widmete sich den hydrologischen und geologischen Gegebenheiten im Bereich der Rosporter Mineralquelle. Im Jahre 1955 war dort zwischen der Sauer und der Straße Rosport-Echternach eine Brunnenbohrung niedergebracht worden. Unter mächtigem Sauer-Quartär wurden Mittlerer und Unterer Muschelkalk und schließlich Oberer Buntsandstein durchteuft. Der Untere Muschelkalk zeigte sich durch eine gequerte Abschiebung stark mächtigkeitsreduziert. Lucius deutete die tektonische Situation dergestalt, dass im oberen Abschnitt des Bohrprofils ein schmaler Spezialgraben durchteuft worden sei. Dieser solle eine weiter nordwestlich gelegene, hypothetische Aufschiebung (!) flankieren, deren Störungsfläche nach Nordwesten hin einfiele. In einem Schnittprofil wurde für diese Aufschiebung ein Vertikalversatz von etwa 60 m dargestellt. Ein konkreter Beweis für einen Aufschiebungscharakter dieser Störung fehlte jedoch. In der Revisionskartierung Roth (1997) ist dort eine Abschiebung ausgehalten worden. Nach der neueren strukturellen Interpretation von DITTRICH (2011: Abb. 5) handelt es sich um die nordwestliche Randstörung der diagonalen Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach, einer alt angelegten Senkungszone. Weiter im Nordosten begrenzt diese Störungslinieation den weiteren Bereich der Auwer Hochscholle (Auwer Schwelle) nach Südosten hin. Nach Südwesten setzt sie sich im heutigen Kartenbild mindestens noch bis auf die Hochfläche über dem luxemburgischen Moselufer fort, wahrscheinlich aber bis knapp 2 km nördlich von Herborn.

Bemerkenswert in der Rosporter Bohrung sind die mit 23 m statt üblicherweise 10 m (ZELLER 1966) sehr mächtigen Quartärsedimente. Lucius erklärte dies mit einer lokal verstärkten Erosion der in der Eiszeit offen anstehenden Gipsmergel (Mittlerer Muschelkalk). Diese hätte im Zusammenhang mit den zahlreichen kohlen-sauren Quellen im dortigen Sauerbett gestanden. Die brüchigen Gipsmergel seien gelöst und weggeschwemmt worden. Ihre Stelle hätten quartäre Flussgerölle, Muschelsandstein-Schutt und Kalktuff eingenommen. Die heterogene Zusammensetzung dieses Gemisches sei durch heftige Gasausbrüche befördert worden. Ein zeitlicher Zusammenhang mit 8000 Jahre alten archäologischen Funden im Mullerthal wurde erwogen. Dort seien damals einige Fischer durch heftige Gasruptionen zu Tode gekommen. Ob beim Zustandekommen der Wegsamkeit für Gase und bei der starken Erosionsanfälligkeit der Gipsmergel eventuell auch Schertektonik entlang der Hauptstörung eine Rolle gespielt haben könnte, wird zu prüfen sein (Teil III).

In einem größeren regionalem Zusammenhang beschrieb Lucius (1948) auch Auswirkungen von Scherspannungen („Horizontalschub“). Die entsprechenden Ausführungen bezogen sich auf die Gesamtheit der Eifeler Nord-Süd-Zone (S. 362): „Durch den ungleichmäßigen Widerstand gegen den von Süden herkommenden alpinen Schub im Tertiär entwickelte sich eine Horizontalflexur mit stärkerem Vortrieb des östlichen Teiles“. Ergänzend fügte er hinzu, es gäbe „östlich und westlich der alten Quersenke zwei verschieden bewegte Großschollen zwischen denen eine Zone starker tektonischer Beanspruchung liegt, die sich in Brüchen auslöst“. Nach heutigem mechanischen Verständnis würde dieser Bewegungsablauf einer sinistralen Relativbewegung entsprechen, die an etwa Nord-Süd orientierten Blattverschiebungen abgelaufen ist. Ein derartiges Bewegungsmuster war von Lucius auch schon für die herzynische Gebirgsbildung angenommen worden (S. 362f.). Folgt man also diesem zweiphasigen tektonischen Modell,

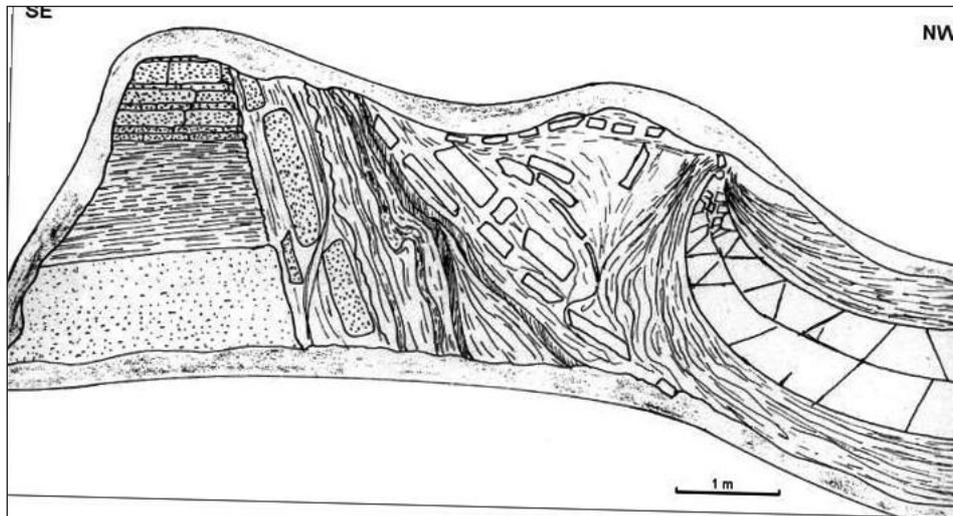


Abb. 42: Aufschlussituation im ehemaligen Dolomit-Steinbruch oberhalb der Hütte südwestlich von Reinig/Mosel (aus SCHRÖDER 1964, graphisch wenig verändert).

so könnten manche der Nord-Süd-(oder NNE-SSW-)Bruchstrukturen im Deckgebirge auf alte sinistrale Blattverschiebungen zurückgehen, die später reaktiviert und in höhere Stockwerke durchgepaust worden sind.

6.1.2. Tübinger Kartierbefunde (1963–1967)

Geländeaufnahmen, die unter anderem auch Hinweise auf kompressive Beanspruchungen liefern, sind in den 1960er Jahren von der Universität Tübingen ausgegangen. Unter der Leitung von Prof. R. SCHÖNENBERG sind in der Saargau-Region fünf Diplommkartierungen angefertigt worden. Von Norden nach Süden sind dies die Arbeiten SCHRÖDER (1964), GITTINGER (1964), HEITELE (1964), BAUMANN (1964) und – zum Großteil auf saarländischem Gebiet – KULKE (1963). Dabei sind mehrere sehr aussagekräftige Aufschlusskizzen von bleibendem Wert entstanden. Die für Kompressions- bzw. Schertektonik interessanten Geländebeobachtungen werden nachfolgend Nord-Süd-gereiht dargelegt.

In einem alten Dolomit-Steinbruch etwa 350 m südwestlich der Ortsmitte Reinig/Mosel fand SCHRÖDER (1964) Harnischstriemungen, die 40 bis 45° streichen und meist mit 75 bis 80° einfallen. Sie erschienen auf mergeligen Gleitflächen im Zerrüttungsbe-reich einer diagonal verlaufenden Störung (TK 25-Blatt 6205 Trier: R 25 39 050, H 55 07 450; Abb. 42). Im Umfeld des Aufschlusses ist nach SCHRÖDER ein Vertikalversatz von etwa 100 bis 110 m anzunehmen. Die Harnischstriemungen verlaufen überwiegend entlang der Fallrichtung der Abschiebung. Nach der Beschreibung von SCHRÖDER besteht aber in Einzelfällen eine – leider in ihrer Richtung nicht näher spezifizierte – Abwei-chung von bis zu 25° von der Falllinie.

Offenbar existierte zumindest zeitweise eine horizontale Bewegungskomponente. Auffällig ist ferner, dass eine gut 4 m breite, mergelig-tonige Zerrüttungszone entwickelt ist. Auf der Hochschollen-nahen Seite schwimmen darin Buntsandstein-Platten, die

parallel zur Störungsfläche eingeregelt sind. Im breiter entwickelten Tiefschollen-nahen Teil sind dolomitische Sandsteinbänke fragmentiert, rotiert und verbogen. Das Gesamtbild lässt kompliziertere Bewegungsabläufe vermuten, als sie bei einer normalen Abschiebung ablaufen. Eine kompressive Überprägung einer präexistierenden Abschiebung ist wahrscheinlich (vgl. Kap. 4.2.6. in Teil I: Aufschluss Augenscheiner). Interessant in diesem Zusammenhang ist auch die von SCHRÖDER skizzierte Flächenschar in den Tonen neben der Hochscholle. Zwischen den beiden großen Buntsandstein-Platten ist sie wie ein großes gespiegeltes S geschwungen, insgesamt steht sie nahezu saiger.

Bei einer eigenen Neubegehung des Aufschlusses konnte die dortige Abschiebung in groben Zügen bestätigt werden. Der unmittelbare Störungsbereich ist heute jedoch verschüttet und nicht mehr einzumessen. Die Dolomitbänke des höheren Unteren Muschelkalks der Tiefscholle sind noch mehrere Zehner Meter weit erschlossen. Mit 15 bis 20° fallen sie nach WNW hin ein. Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen Teil einer weiträumigen, zur Tiefscholle gerichteten Flexur, die die versatzstarke Großabschiebung begleitet. Im Arbeitsgebiet von SCHRÖDER (1964) zieht diese etwa 45°-streichende Störung von Reining nach Fellerich. Von der nachfolgenden Bonner Diplomkartierung PETERS (1985) ist der Verlauf dieser Störungslinie erneut bestätigt worden („Fellericher Sprung“). Nach der angrenzenden Kartierung MACKENBACH (2001) hat die Abschiebung bei Fellerich noch einen Versatzbetrag von 35 m und zieht sich noch etwa 2,5 km weiter nach Südwesten.

Bemerkenswert ist, dass es sich bei dieser diagonalen Großstörung um die Fortsetzung einer Abschiebung bei Sirzenich handelt, die im Kartenbild in auffälliger Weise auffiedert (vgl. Abb. 4 und 36 in Teil I). Die dortige versatzstarke Störung schiebt gegensinnig zur Nordwest-Abdachung des Grabens von Thionville ab und hat insofern wohl eine andere genetische Kausalität als andere Abschiebungen des alt angelegten diagonalen Richtungssystem im Sinne von DITTRICH (1989). Die Anordnung der Fiederstörungen bei Sirzenich legt einen sinistralen Verschiebungssinn nahe.

Weiter im Osten wurden von SCHRÖDER (1964) zwei kleinmaßstäbliche Aufschiebungen beschrieben. Gemeinsam mit mehreren kleinen Abschiebungen waren sie über der Merten-Mühle, am Weg vom Rosen-Berg nach Tawern erschlossen (TK 25-Blatt 6305 Saarburg: R 25 36 920, H 55 04 650). Sie durchsetzen den Mittleren Buntsandstein und sind bzw. waren durch die Ausbleichung der Störungsflächen und durch charakteristisch bunt gebänderte Farbabfolgen der versetzten Gesteine gut erkennbar.

Die erste Aufschiebung zeigt einen Versatz von etwa 50 cm. Sie zeigte sich an einer knapp 2 m hohen, NNW-SSE-ausgerichteten Aufschlusswand. Die Hochscholle liegt im Südsüdosten. Die sehr scharfe Störungsfläche steht nahezu saiger und ist in ihrem oberen Teil schwach nach Süden gebogen. Die Geometrie im unteren und mittleren Bereich des Aufschlusses weist jedoch eindeutig auf eine Aufschiebung hin. Ein Messwert zur Streichrichtung ist von SCHRÖDER nicht überliefert. Eine eigene Neubegehung der inzwischen etwas anders ausgestalteten Aufschlusslokalität (Wegverbreiterung?) ermöglichte die Einmessung dieser Fläche; sie streicht 10 bis 20°, also NNE-SSW. Eine bis 2 cm breite Bleichungszone begleitet die Trennfläche. Etwa 1 m südlich der Aufschiebung ist darüber hinaus eine kleine Abschiebung erschlossen. Das (scheinbare?) Einfallen der Störungsfläche an der Aufschlusswand beträgt etwa 60° nach SSE, der Versatz liegt bei 10 cm.

Die zweite von SCHRÖDER (1964) dokumentierte kleine Aufschiebung an diesem Wegaufschluss streicht 97°. Ihre mit braunroten Eisenverbindungen bezogene Störungsfläche fällt mit 86° nach Norden ein. Eine mehrere Zentimeter breite Zerrüttungszone war erkennbar. Die Nordscholle ist etwa 30 cm auf die Südscholle aufgeschoben. Die ent-

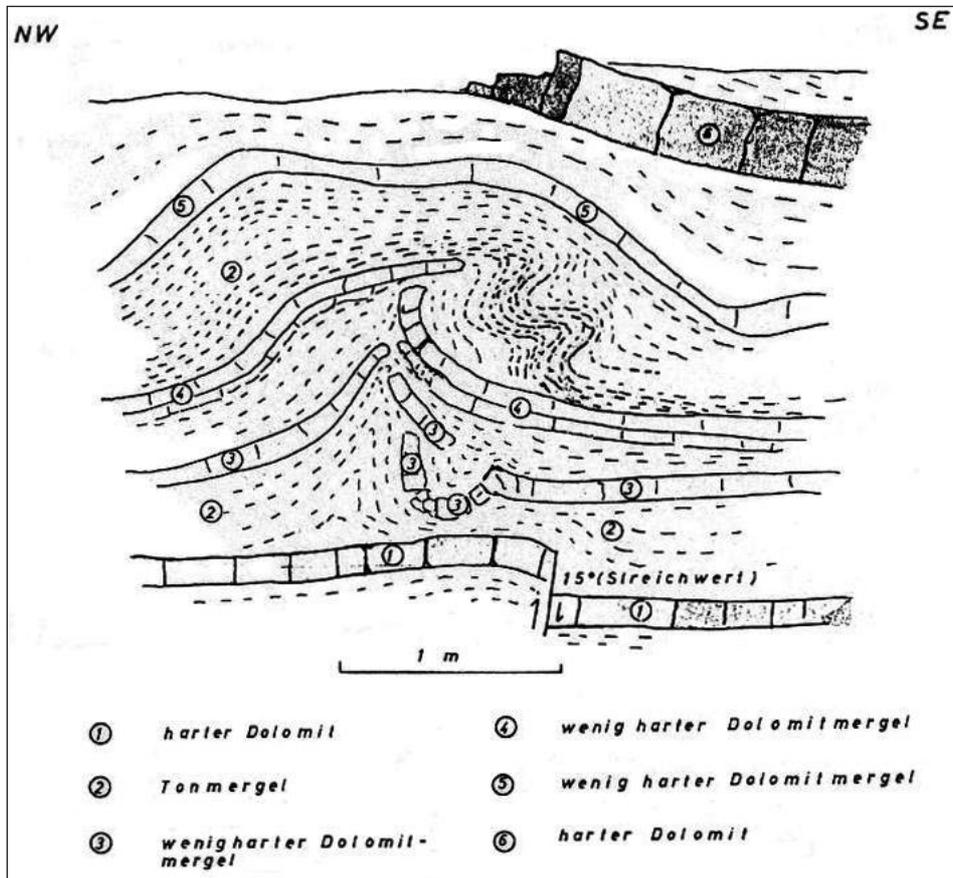


Abb. 43: Abgescherte Falte beim Bahnhof Wellen (aus GITTINGER 1964).

sprechende Partie des Weghanges ist heute leider nicht mehr erschlossen. Auch hier hat nach Darlegungen von SCHRÖDER eine zusätzliche Abschiebungstektonik stattgefunden. Diese hat den strukturellen Befund kompliziert, ist aber eindeutig jünger als die Aufschiebung. Nach SCHRÖDER lauten die Flächendaten der Abschiebung $38^{\circ}/54^{\circ}$ SE.

Bei der Ausdeutung der Gesamtbefunde an der Merten-Mühle ist zu berücksichtigen, dass es sich generell um Kleintektonik handelt. Eine stärkere Variabilität, wie sie bei nachgeordneten Kleinbewegungen vorkommen kann, erschwert die direkte Rekonstruktion von Stressfeldern. Die beiden kleinen Aufschiebungen – soweit sie denn exakt eingemessen werden konnten – bilden Bewegungen nach WNW und SSW ab. Entweder handelte es sich um zwei verschiedene Bewegungsakte oder – in der Summe – um eine etwa Nordost-Südwest ausgerichtete Einengungstektonik. Die später nachfolgende Abschiebungstektonik könnte auf eine Nordwest-Südost orientierte Dehnung zurückgegangen sein. Nach den geometrischen Darlegungen bei SCHRÖDER hat im zweiten Aufschlussbereich eine West-Ost gerichtete Extensionsbewegung stattgefunden.

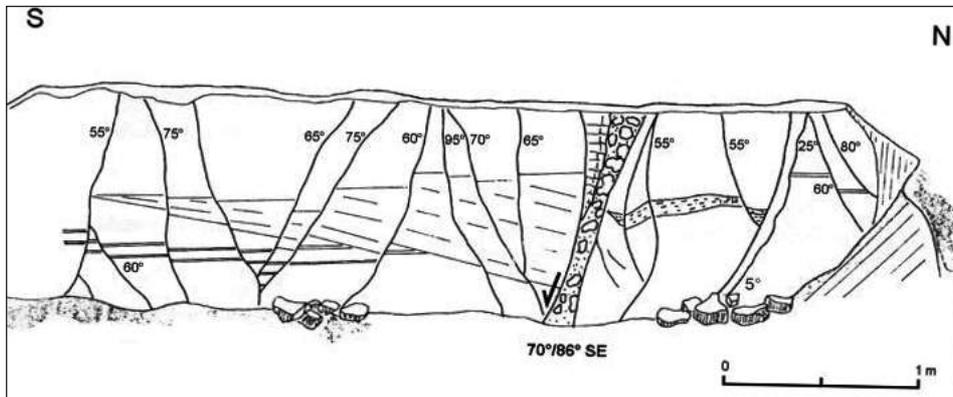


Abb. 44: Störungszone im Mittleren Buntsandstein im Straßenanschnitt der B 51 westlich von Wawern (aus GITTINGER 1964, geringfügig graphisch verändert). Die Zahlenwerte an den Kleinstörungen geben die Streichrichtungen an.

In unmittelbarer Nähe, ebenfalls am Weg über der Merten-Mühle (R 25 36 870, H 55 04 700), war nach den Angaben von SCHRÖDER (1964) die etwa 10 m breite (!) „Ruschelzone“ einer Störung aufgeschlossen. Die hier erschlossene Störung verläuft in NNE-SSW-Richtung (Abb. 38). Der lokale Vertikalversatz wurde von SCHRÖDER auf etwa 120 m beziffert. Die Revisionskartierung PETERS (1985) kam hier auf etwa 114 m Versatz. Mittlerer Buntsandstein im Osten setzt gegen den Grenzbereich Oberer Buntsandstein/Unterer Muschelkalk ab. Heute ist dieser Störungsbereich nicht mehr erschlossen. Das überlieferte laterale Ausmaß dieser Zerrüttungszone lässt allerdings relativ starke und komplexe Bewegungen vermuten. Eine horizontale Bewegungskomponente ist somit auch bei dieser Störungslinie wahrscheinlich. Auf eine gewisse kompressive Einwirkung deuten ja auch die bereits geschilderten Klein-Aufschiebungen in der Hochscholle im Südosten.

GITTINGER (1964) skizzierte detailliert eine Kleinfalte im höchsten oberen Muschelkalk westlich vom Bahnhof Wellen (Abb. 43). Aufgeschlossen war sie in einer Baugrube im Lauf der Mosel, angelegt zum Bau der Stauanlage Grevenmacher (Blatt 6304 Wincheringen: R 25 31 710, H 55 04 030). Es könnte sich um das Resultat von (Nordwest-Südost gerichteter?) Anpressung und von Nordwest-wärtiger Abscherung handeln.

Eine andere Detailbeobachtung von GITTINGER (1964) betraf das „Auffächern“ einer Störung im Mittleren Buntsandstein westlich von Wawern (TK 25-Blatt 6305 Saarburg: R 25 38 260, H 55 02 050). An der Bundesstraße B 51 war dort eine 70°-streichende Abschiebung angeschnitten worden, die einen Vertikalversatz von 8 bis 10 m aufwies. Die gut erschlossene Störung fiel relativ steil ein (86°) und war von einem 15 bis 20 cm breiten brekziierten Bereich begleitet (Abb. 44). Bemerkenswert war, dass die Hauptstörung auf einer Aufschlussbreite von 4,5 m von etwa 20 Kleinstörungen flankiert wurde. Deren Streichwerte schwankten zwischen 5° und 95°, meist waren es 55° bis 75°.

Insgesamt liegt eine Kleintektonik vor, wie sie im Nahbereich von Abschiebungen häufiger vorkommt. Einige Merkmale erinnern allerdings an Horizontaltektonik. So fällt die brekziierte Störungszone mit 86° ungewöhnlich steil ein. Darüber hinaus existiert eine Bruchfläche – nur 10 bis 30 cm neben der Hauptstörung gelegen –, die keinen Vertikalversatz aufweist und S-förmig geschwungen ist. Sie streicht 55°. Es könnte sich

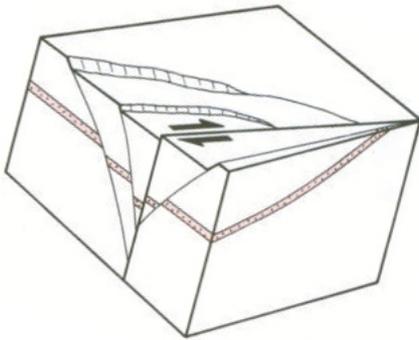


Abb. 45: Schematisches Blockbild einer negativen Blumenstruktur im Bereich eines (dextralen) Pull-apart-Grabens (aus: EISBACHER 1996).

dabei um eine horizontale Bewegungsfläche handeln. Die bruchtektonische Situation im nördlichen Teil des Straßenanschnittes ähnelt den tektonischen Verhältnissen im Bereich von Pull-apart-Gräben, wie sie bei EISBACHER (1996) unter der Bezeichnung „negative Blumenstruktur“ abgebildet worden sind (Abb. 45). Das entsprechende Blockbild stellt die Störungsgeometrie bei einer dextralen Bewegung dar. Möglicherweise hat hier bei Wawern eine sekundäre horizontal-tektonische Überprägung einer alt angelegten variszisch streichenden Abschiebungszone durch eine (55°-streichende?) horizontale Blattverschiebung stattgefunden.

Eine auffällig steil stehende Abschiebungsfläche wurde auch von HEITELE (1964) skizziert und beschrieben. Erschlossen war sie entlang einer Straßenböschung am südlichen Mettfels westlich von Wincheringen (TK 25-Blatt 6304 Wincheringen: R 25 30 120, H 54 97 110, Abb. 46). Nach den Kartierergebnissen von HEITELE ist sie einer im Kartenbild bogig verlaufenden, an dieser Stelle etwa 55°-streichenden Störung zuzuordnen. Als Vertikalversatz wurden 15 bis 20 m ermittelt. Nach den Ergebnissen der Revisionskartierung RÖBLE (1997) ist hingegen eher mit 25 bis 30 m zu rechnen (Kap. 6.2.2.). Graue Tonmergel der höchsten Gipsmergel (mm1) werden versetzt gegen Dolomite der Trochitenschichten (mo1).

Die Aufschlusswand verläuft in WNW-ESE-Richtung, die Tiefscholle liegt im Südosten. Ein direkter Messwert zum Streichen der sehr irregulär ausgebildeten Störungsfläche konnte nicht erhoben werden. In den harten Dolomiten der Tiefscholle treten mehrere markante Schrägklüfte auf. Derartige nicht-bankrecht verlaufende Klüfte sind ein charakteristisches Merkmal für den Nahbereich von Abschiebungsflächen (vgl. Kap. 4.2.5. und 4.2.6. in Teil I). Sehr ungewöhnlich ist die Deformation der Hochscholle. Die Schichtung der mm1-Tonmergel und ein eingelagertes dolomitisches „Steinmergelbänkchen“ dokumentieren eine saigere Lagerung im Bereich unmittelbar neben der Störung. Der Eindruck entsteht, dass erst eine markante Flexur im Gipsmergel angelegt worden ist (vgl. JANTOS et al. 2000), die dann später bei einem (abrupt?) weiter zunehmenden Versatz zerrissen worden ist. Der von HEITELE angenommene, relativ geringe Versatzbetrag ist für das Gesamtbild des Aufschlusses allerdings zu unspektakulär. Dies gilt ebenso für den höheren, bei RÖBLE (1997) angegebenen 30 m-Versatzbetrag. Auch steht der saigere Verlauf der Störungsfläche selbst in auffälligem Kontrast zu den typisch geneigten Schrägklüften wenige Meter weiter östlich. In Richtung Westen, zur Störung hin, treten vermehrt steil stehende Klüfte auf. Der Nahbereich der Störung deutet auf eine Überprägung einer prä-existierenden typischen Flexur und Abschiebung durch

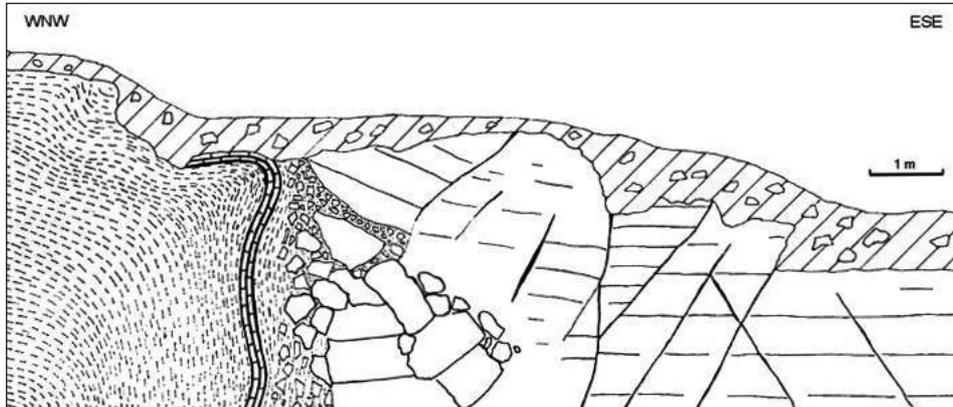


Abb. 46: Störungszone in einem Straßenanschnitt am südlichen Mettfels, nördlich der Wincheringer Brücke (aus HEITTELE 1964, graphisch wenig verändert).

nachfolgende starke Kompression. Ursächlich könnte eine Südost-Nordwest oder aber eine SSE-NNW gerichtete sekundäre Anpressung der dortigen 55°-Störung gewesen sein.

Die im Süden angesetzte Tübinger Kartierung KULKE (1963) dokumentierte eine Muldenstruktur in den höheren Ceratitenschichten („Nodosudolomit“) nördlich von Stadtbredimus. Sie war wenige Zehner Meter groß und deutlich ausgeprägt. Sie zeigte sich beim Bau der Staustufe Palzem am luxemburgischen Moselufer (TK 25-Blatt 6404 Kirf: R 25 26 420, H 54 92 280). Ihre beiden Flanken fielen mit etwa 5° ein, das Streichen der Achse lag etwa bei 35°. Daraus könnte eine Nordwest-Südost ausgerichtete Einengung abgeleitet werden (vgl. auch Kap. 6.3.4.).

Eine weitere interessante Beobachtung von KULKE (1963) betrifft die südliche Südwest-Nordost-Störung, die von Keßlingen nach Freudenburg zieht. Im Leukbachtal, an der Untersten Stegmühle (TK 25-Blatt 6405 Freudenburg: R 25 37 320, H 54 88 100) zeigt sich ein Vertikalversatz von 30 m. Mittlerer Buntsandstein ist neben unterdevonischen Taunusquarzit versetzt. An der Störung ist eine 1,5 bis 2 m breite Störungsbrekzie entwickelt, zusätzlich gesäumt von einer auf beiden Seiten etwa 1 m breiten, schwach ausgeprägten Schlepplagezone (Flexur). Der brekzierte Bereich streicht 45° und fällt mit 60 bis 80° nach Nordwesten hin ein. Bei der nachfolgenden Bonner Kartierung SCHNEIDER (1982) ist der Versatz dieses „Freudenburger Sprungs“ an der Untersten Stegmühle auf 30 bis 35 m beziffert worden. Angesichts des doch eher unspektakulären Vertikalversatzes ist das Ausmaß der tektonischen Brekzierung bemerkenswert. In der GK 10 von SCHNEIDER ist zudem dort am Osthang des Leukbachtals ein lokales, kleinräumliches Blockmeer verzeichnet. Offenbar existiert dort eine besondere Instabilität des Talhanges. Dies könne einer tektonischen Zerrüttung zuzuschreiben sein. Möglicherweise ist es hier, an dieser diagonal streichenden Bruchlinie, zu relativ komplexen Bewegungsabläufen mit einer horizontalen Komponente gekommen.

Auf luxemburgischer Seite sind weitere Tübinger Diplomkartierungen durchgeführt worden. Einige Kartierberichte enthalten interessante tektonische Beobachtungen, die auf Einengungsvorgänge hindeuten könnten.

Goos (1965) erwähnte häufig auftretende Kleinfaltung im Pseudomorphosenkeuper (km1, Unterer Mittelkeuper) bei Mertert. Diese war beim Bau des Moselhafens (Gemarkung Stued) unter 8 bis 10 m mächtigen Moselschottern aufgeschlossen. Eingemessen wurde ein Streichen von 50° mit südostgerichtetem Einfallen, das zwischen 30° – vorzugsweise im Nordwesten – und 5° – vor allem im Südosten – variiert. Nähere Angaben, ein Foto oder aber eine Skizze sind nicht überliefert. Ein Faltenwurf durch Kryoturbation ist angesichts der mächtigen quartären Überdeckung weniger wahrscheinlich. Eventuell handelte es sich um kompressive Fältelungen mit 50° -streichenden Achsen. Ähnlichkeiten zu den in Abb. 43 dargestellten Lagerungsverhältnissen wären möglich.

Kleinfältelungen in Mergeln des Pseudomorphosenkeupers sind auch von NEUMANN-REDLIN (1966) beobachtet worden. Diese fanden sich an der Ostseite der Nord-Süd-orientierten „Beule von Kapenaker“. Dabei handelt es sich um eine etwa 400 m breite Aufwölbungsstruktur im höheren Unterkeuper, mit einer steilen Westflanke (10° -Einfallen) und einer flacheren (3°) Ostflanke. In einem Bachriss knapp 1 km nordnordöstlich von Kapenaker war sie durchgehend erschlossen. Der in sich nicht gebogene Mittelteil dieser Struktur ist sehr flach nach Osten hin geneigt. Am Ostrand dieser „Beule“ fanden sich Kleinfalten, die das dortige Schichteinfallen – nach der später erschienenen GK 25 von HOYER & NEUMANN-REDLIN (1971) sind es 5° – weiter modifizieren. Wegen der Frische des anstehenden Gesteinsmaterials und dessen Position im Talgrund wurden Hanggleitungen oder Kryoturbation als Erklärung für die Fältelungen ausgeschlossen. NEUMANN-REDLIN (1966) skizzierte aufgrund der Kleinfaltung eine rheinisch streichende, nach Osten hin abschiebende vermutete Störungslinie in der Fortsetzung der Weststörung des Gostinger Schmalgrabens. Diese sei innerhalb des 60 m mächtigen, monotonen Pseudomorphosenkeupers nicht direkt auszukartieren. Die beigefügte Skizze und die Darlegungen im Text sind allerdings nicht immer widerspruchsfrei und deshalb geometrisch kaum nachzuvollziehen. Wahrscheinlich ist es bei den Richtungsangaben zu Schreibfehlern gekommen. Die Geometrie der Kleinfalten kann wegen dieser Unsicherheiten nicht für Deutungen einer eventuellen Einengungsrichtung herangezogen werden.

6.1.3. BERNERS (1985)

BERNERS (1985b) vermutete aufgrund einer Auswertung von Photolineations-Karten aus überregionalen Satellitenbildern deutliche kompressive Beanspruchungen. Als Beleg für große horizontale Bewegungskomponenten wertete er allgemein „Desorientierungen des Gefüges bzw. der Gefügetrennungen“ (S. 249). Insbesondere an den Rändern der Eifeler Nord-Süd-Zone hätten Nord- und NNE-orientierte Gefüge-trennende die übrigen Strukturen versetzt und verbogen. Die „NW/NNW-Zonen“ der Südeifel seien ebenfalls Träger horizontaler Bewegungskomponenten (S. 249). Sehr großer, „maximaler“ kompressiver Stress sei am Nordwestrand der Siercker Schwelle ausgebildet. Die Dichte von Lineationen in verschiedenen Richtungen (N-S, NNE/NE, NW/NNW) und deren Verbiegungen würden dort eine maximale vertikale und horizontale bruchtektonische Beanspruchung belegen (S. 251). Nähere Angaben zur Art und Abfolge von horizontalen Relativbewegungen fehlen.

Detailliertere Ausführungen zu kompressiven Beanspruchungen und Horizontalbewegungen gab BERNERS (1985b) im Zusammenhang mit einer Auswertung des Bruchschollen-Mosaiks des luxemburgischen GK 25-Kartenblattes Remich. In einer Abbildung wurden neben den Versatzrichtungen und -beträgen von Störungen auch horizontale Relativbewegungen daran angedeutet. Diese tektonische Darstellung reicht

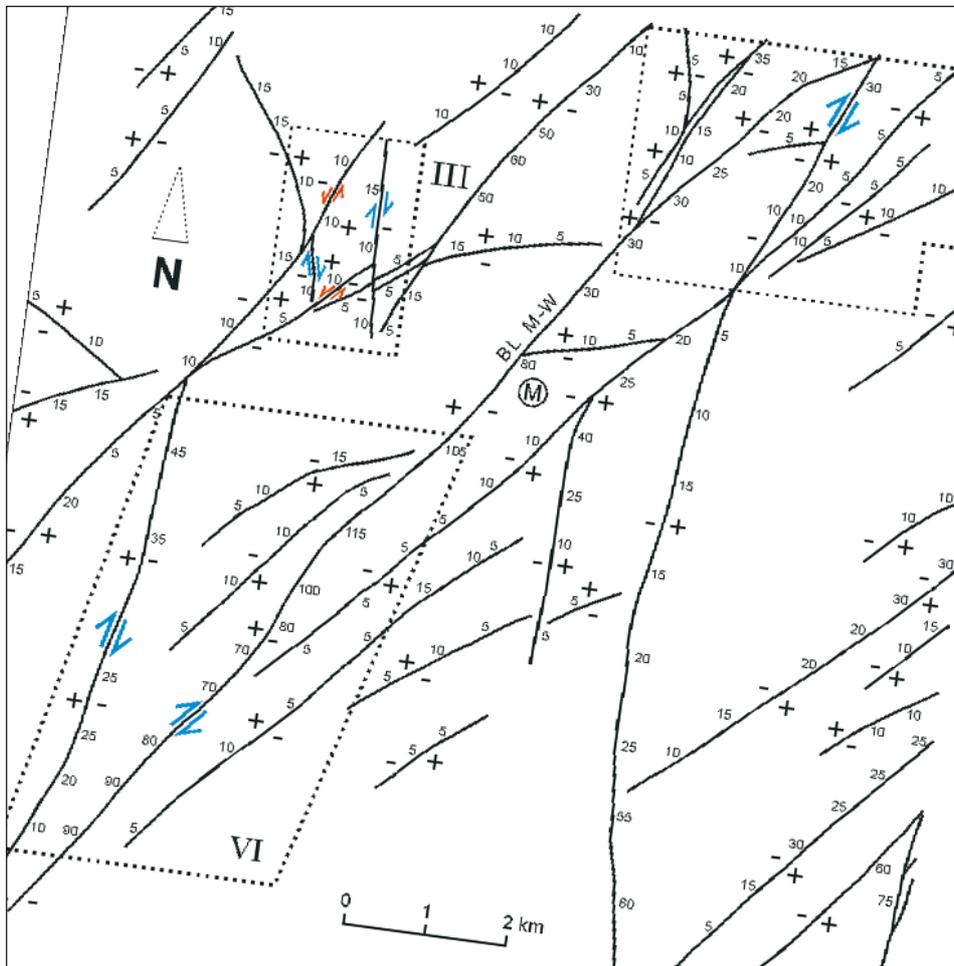


Abb. 47: Störungsmuster, Abschiebungsrichtungen, Vertikalversätze und vermutete horizontale Bewegungsrichtungen im (südlichen) Zentralbereich des luxemburgischen Kartenblattes 1 : 25.000 Blatt No 13 Remich im Großraum Mondorf (Ausschnitt aus Abb. 83 bei BERNERS 1985b, graphisch verändert; M = Mondorf-les-Bains/Bad Mondorf, BL M-W = Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig).

sowohl nach Süden als auch nach Osten noch deutlich über das Blattgebiet Remich hinaus.

Der bogige oder auch winkelige Verlauf mehrerer Verwerfungen wurde von BERNERS (1985b: S. 251) auf ein „zwanghaftes Einbiegen in vorgegebene Schwächezonen“ durch kompressiven Stress zurückgeführt. Im einzelnen sind in der Tektonik-Abbildung und in den Begleittexten folgende Horizontalbewegungen dargestellt worden (Abb. 47).

Entlang der Nordost-Südwest streichenden Grabenrandstörungen des Mondorfer Schmalgrabens soll es zu dextralen Relativbewegungen gekommen sein. Als Argument dafür (S. 251) wurden zwei „fiederartige Verwerfungen“ herangezogen, die das Gra-

bengebiet südlich von Erpeldange durchziehen (Abb. 47: Teilgebiet I). Sie streichen Nordost-Südwest, mithin „flacher“ (stärker Ost-West-tendierend) als die eher NNE-SSW verlaufenden Großstörungen (mehr dazu in Kap. 6.3.2.).

Darüber hinaus sind auch drei Nord-Süd bis NNW-SSW streichende Störungen als dextrale Blattverschiebungen interpretiert worden. Zwei kleinere liegen südöstlich von Aspelt, eine weitere findet sich weiter südlich auf französischem Gebiet. Im Text angeführt wurden steilstehende, „Mylonit-führende“ – gemeint sind wohl fein zerriebene tektonische Brekzien – Verwerfungsflächen, die im Gandertal zwischen Aspelt und Altwies bei Straßenarbeiten aufgeschlossen waren. Eine genaue Lokalisierung und Dokumentation der stark deformierten Störungszonen erfolgte leider nicht. Die Verwerfungen umgrenzen im Kartenbild eine kleine rautenförmige Hochscholle im Luxemburger Sandstein (Detailgebiet III in Abb. 47). Horizontalharnische bzw. Faserharnische oder horizontale Gleitstriemungen sind in den Darlegungen von BERNERS (1985b) in keinem Fall erwähnt worden. Es war lediglich eine Bewertung der Gesamtgeometrie des Störungsmusters, die der Ansprache des Verschiebungssinnes zugrunde lag (mündl. Mitt. H.-P. BERNERS/Celle, Januar 2012).

Entlang von zwei Nordost-Südwest streichenden (27 und 47°) Kleinstörungen im Detailgebiet III sind auch sinistrale Verschiebungen dargestellt worden. Möglicherweise ist bei der Eintragung dieser Bewegungsrichtung vorausgesetzt worden, dass es sich bei den rautenförmigen Randstörungen der strukturell hochgelegenen (!) Kleinscholle um ein kinematisches Ensemble handelt, welches ein und derselben Deformationsphase entstammt.

BERNERS (1985b) hatte in seinen Ausführungen auch auf In-situ-Spannungen im südlichen Saargau hingewiesen (GREINER 1978, BAUMANN & ILLIES 1983). Durch sie wird ein rezenter kompressiver Stress in Nordwest-Südost-Richtung abgebildet (Kap. 6.1.4.). Überdies notierte er, dass nach FUCHS et al. (1983) im Rheinischen Massiv eine derzeitige maximale Scherspannung in NNE-Richtung (20°) ausgebildet sei.

Vergleicht man nun die verschiedenen Befunde, so treten Diskrepanzen auf. Die in Abb. 47 eingetragenen dextralen Bewegungsrichtungen entlang von NNE-SSW-Störungen – falls sie denn korrekt sind (Kap. 6.3.) – passen nicht zum derzeitigen Spannungsfeld mit Nordwest-Südost-Einengung. Generell blieb die mechanische Folgerichtigkeit der einzelnen Bewegungen im Bezug zu Stressfeldern bei BERNERS unausgedeutet. Derartige tektonische Analysen lagen auch nicht innerhalb der Zielsetzung seiner umfangreichen Dissertation, die eher einen sedimentologischen Schwerpunkt hatte.

Bei gemeinsamer Bewegung der verzeichneten dextralen und der sinistralen Bewegungsflächen hätte eine NNE-SSW gerichtete Kompression eingewirkt haben müssen (DITTRICH 2009: Abb. 19). Auch sind die Winkel problematisch. Die (NNW-SSE bis) Nord-Süd verlaufenden dextralen und die mit 27 bzw. 47° streichenden sinistralen Blattverschiebungen bei BERNERS schließen zueinander einen Winkel von etwa 30 bis 50° ein (Abb. 47). Der umschlossene Winkel ist also deutlich kleiner als der bei Tonmodellversuchen (SCHWARZ & KILFITT 2008) entstandene Winkel um 70°. Dies lässt eher vermuten, dass es sich um Bewegungsbahnen von zwei verschiedenen Einengungs- und Scherungsereignissen handelt.

Der von BERNERS (1985b) genannte dextrale Verschiebungssinn an den NNE-SSW-Linien passt zu der bei DITTRICH (2009) für das Oberoligozän beschriebenen dextralen Scherung entlang von rheinischen Bruchlinien der nördlichen und nordwestlichen Trierer Bucht. Die sinistrale Horizontalbewegung entlang der Südwest-Nordost streichenden Linienelemente wiederum entspricht der ebendort dargelegten sinistralen Bewegungsphase im Untermiozän.

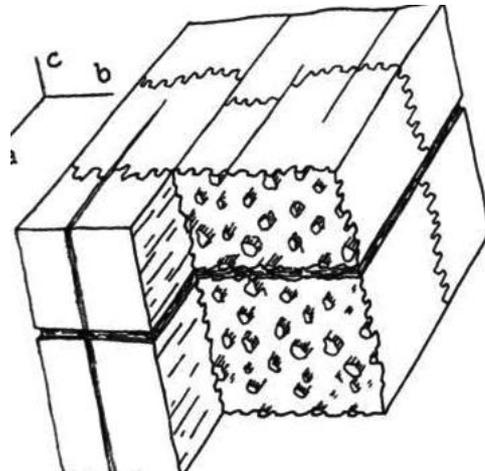


Abb. 48: Horizontalstyrolithen in Karbonatbänken mit Kalzit-erfüllten Dehnungsspalten (schematische Abbildung aus G. H. WAGNER 1967, vereinfacht; a = größte Hauptnormalspannung = σ_1).

6.1.4. Sonstige Einzelautoren

Ein völlig anderer methodischer Zugang war der von G. H. WAGNER. Im Jahr 1967 publizierte er eine regionale Erweiterung einer groß angelegten Erhebung zu Drucklösungsphänomenen in süddeutschen Karbonaten, die sich ursprünglich auf rechtsrheinische Gebiete beschränkt hatte (WAGNER 1957). In der erweiterten Version wurden nun auch Beobachtungen aus dem Oberen Muschelkalk im Moseltal südwestlich von Trier überliefert. Auf Kluffflächen in den Dolomiten waren dort zahlreiche, mehrere Millimeter lange horizontale Styrolithenzapfen aufgefunden worden (Abb. 48). WAGNER erkannte diese Horizontalstyrolithen als regionalgeologische Druckspannungsindizien und somit als Datenbasis für tektonische Interpretationen. Dafür war die Ausrichtung der Drucklösungs-Zapfen als Lineare eingemessen worden. Ebenso wie die parallel dazu orientierten Hauptkluffrichtungen mit Kalkspatfüllungen zeigen sie die Richtung eines horizontalen Andrucks an. Die jeweiligen Linearrichtungen sind in einer einzigen Kartendarstellung dokumentiert worden. Die konkreten Messlokalitäten sind in dieser stark verkleinernden Abbildung nicht zu identifizieren, da diese den Gesamtbereich vom Pariser Becken im Westen bis zum Bayerischen Wald im Osten darstellt. Angaben oder tabellarische Aufstellungen zu den Messpunkten fehlen.

Für das Untersuchungsgebiet sind folgende Kompressionsrichtungen abzulesen. Ein 70° -Wert etwa bei Grevenmacher sowie ein 45° -Wert im Bereich Palzem dokumentieren (E)NE-(W)SW-Richtungen. Darüber hinaus wurden an diesen Lokalitäten und auch in der Region von Wasserliesch drei untereinander sehr ähnliche Nordwest-Südost-Messwerte zwischen 125 und 128° erhoben. Ein 140° -Wert ist im äußersten Südwesten von Luxemburg verzeichnet. Ein 30° - und ein 40° -Wert wurden von südlich und südöstlich des luxemburgischen Staatsgebietes überliefert. In Ost-Frankreich sind weitere Messungen gemacht worden. Westlich von Nancy, bis über das Maas-Tal hinweg, sind 9 Werte zwischen 137 und 160° verzeichnet, der Durchschnitt liegt bei 148° . Unmittelbar westlich der Maas tritt noch ein 40° -Wert hinzu. Das Nebeneinander von Nordwest-Südost- und Nordost-Südwest-Richtungen dokumentiert mindestens zwei verschiedene Deformationsakte mit sehr unterschiedlichen Spannungsfeldern (Teil III).

Eine Messung der gegenwärtigen In-situ-Spannung ist von GREINER (1978) vorgenommen worden, und zwar in einem Dolomit bei Nennig (vgl. auch BAUMANN & ILLIES

1983). Es ergab sich dort eine 126°-Ausrichtung der größten Hauptnormalspannung σ_1 . Ihr Wert beträgt +2,1 MPa. Auch σ_2 liegt im positiven Bereich, nämlich bei +1,2 MPa. Beide Hauptspannungsrichtungen sind in der horizontalen Ebene positioniert. Es dokumentiert sich also ein kompressives Regime, mit WNW-ESE gerichteter Einengung. Damit existiert ein deutlicher Unterschied zu einem weiteren Messwert bei Pelm in der Eifeler Nord-Süd-Zone (BAUMANN & ILLIES 1983: Fig. 2 und Tab. 2). Dort im Norden ist in einem mitteldevonischen Kalk eine 129° ausgerichtete rezente Dehnungsbeanspruchung registriert worden (σ_1 : -0,3 MPa). Diese regionale Differenz lässt einen unterschiedlichen Deformationsstil der nördlichen und der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht erwarten. Zumindest sollte dies für die eventuellen Resultate jüngerer Bewegungen gelten.

PETERS (1985) betonte für die Störungen seines Kartiergebietes im nördlichen Saargau, dass es sich meist um steil stehende Abschiebungen handle. Dies wurde insbesondere für die sehr geradlinige diagonal streichende Störung nordwestlich von Wawern auskartiert, welche devonischen Hunsrückschiefer gegen Mittleren Buntsandstein absetzt und somit die Grenze zwischen dem Grund- und dem Deckgebirge ausgestaltet.

DITTRICH (1993) erwog in einer kurzen Notiz für das Blattgebiet Remich die Existenz einer (geringen?) zusätzlichen Horizontalverschiebungskomponente. Ein Argument dafür waren nachweislich relativ steil einfallende Störungsflächen von einzelnen Abschiebungen. Angeführt wurden die „Parkverwerfung“ südöstlich von Mondorf und der Südtail der sehr lang gestreckten „Verwerfung von Crusnes“ am Nordwest-Rand von Blatt Remich, an denen Einfallswerte zwischen 80 und 83° erhoben worden waren. Als ein wesentliches weiteres Indiz wurde eine 10 m breite „Mylonit“-Zone entlang der Nordost-Südwest streichenden Verwerfung von Crusnes übermittelt, welche beim Bau der Autobahn Thionville-Luxembourg angefahren worden war.

HOHAGE (1996) beschrieb einen Horizontalharnisch aus der ost-luxemburgischen Kernbohrung Wasserbillig. Der entsprechende Bohrpunkt hat die luxemburgischen Koordinaten R 102.400, H 87.080 und liegt auf einer Höhe von 238,42 m ü. NN. Das Profil setzt mit Quartär-bedecktem Pseudomorphosenkeuper (Unterer Mittelkeuper) ein. Bei Teufe 73,7 bis 74,00 m, im Unterkeuper (Bunte Mergel), wurde nach HOHAGE die Harnischstriemung einer sinistralen Blattverschiebung angetroffen. Bei der angegebenen, nur 30 cm langen gestörten Kernstrecke handelt es sich wohl um den Anschnitt einer etwas schräg verlaufenden, mithin nicht saigeren Fläche. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Schrägabschiebung oder aber um eine horizontaltektonisch reaktivierte ältere Abschiebungsfläche. Die Bohrlokation liegt 2 km nördlich Mertert und 1,6 km westnordwestlich von Wasserbillig. Die luxemburgische Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt No 9 Echternach (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) weist dort mehrere parallel verlaufende, diagonal streichende Abschiebungen auf (Abb. 38).

Interessant für die Ausdeutung von Stressfeldern sind wohl auch spezielle Geländebeobachtungen von RÖBLE (1997). Sie betreffen die diagonale Großstörung nordöstlich von Wincheringen. Bei Niedersöst, im Bereich der dort kartierten Abschiebungslinie, notierte sie „Trochitendolomit-Kataklasten“. Gemeint sind wohl Dolomite, die intensiv zerrüttet sind. Möglicherweise deutet dies auf Scherungsbewegungen entlang dieser Störung hin. Eine Aufschlusswand einer Baugrube in Niedersöst – auf der Tiefscholle, nur 50 m vom erstgenannten Fundpunkt entfernt – lieferte andersartige Hinweise. Erschlossen waren dort Mergelserien mit einer etwa 20 cm mächtigen Dolomitbank (Unterkeuper, mittlere Basisschichten). Die Dolomitbank war durch mehrere kleine Abschiebungen in dezimeterlange Stücke zerteilt. Diese Einzelsegmente waren gegen-

einander verkippt. Eine dachziegelartige Anordnung war entstanden, allerdings mit dezimeterweiten lateralen Abständen zwischen den Dolomitstücken.

Die aufgeführten Beobachtungen sind von RÖßLE (1997) nicht näher ausgedeutet worden. Im Unterkeuper-Aufschluss bildete sich offenbar eine sehr starke Dehnung des Gesteinsverbandes ab. Im Gegensatz zu den umgebenden Tonmergeln konnte der spröde Dolomit nicht bruchlos reagieren. Die Datenlage der von RÖßLE beigefügten Photographie erlaubt keine unmittelbare Bestimmung der Dehnungsrichtung. Diese ist nicht gleichdeutend mit der im Abbildungstext genannten Ost-West-Richtung der Aufschlusswand. Die Kleinabschiebungen fallen sehr flach ein, sie sind nicht senkrecht zum Streichen angeschnitten. Demzufolge kommt eine Nordwest-Südost-Richtung oder aber eine Nordost-Südwest-Richtung für die Dehnung in Frage. Genaueres dazu lässt sich aus der Schichtlagerungskarte von RÖßLE ableiten. Im unmittelbaren südöstlichen Vorfeld der etwa 45°-streichenden Störung ist zunächst eine etwa 53°-streichende Muldenachse und etwas weiter dann ein Sattel ausgebildet, auf der Hochscholle im Nordwesten deutet sich eine weitere solche Sattelachse an. Die Spannweite der drei Faltenstrukturen liegt jeweils bei 500 m. Die Sattelachse auf der Hochscholle setzt sich nach Nordosten sogar noch weit in das Arbeitsgebiet von THEBINGBUß (2000) fort, zunächst in 40°- und schließlich in 30°-Richtung. Möglicherweise ist es hier – ähnlich wie bei Reining und am Mettfels bei Wincheringen (Kap. 6.1.2.) – zu einer sekundären Nordwest-Südost orientierten Anpressung an die Störung gekommen. Diese könnte zur genannten großräumigen Verfaltung und zur „Kataklase“ der Trochitenkalk-Dolomite im Nahbereich der Störung durch horizontale Ausgleichsbewegungen und zur Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung geführt haben.

6.2. Neuere Geländebefunde

6.2.1. Bergwerk Wellen

Ein Bergwerk mit einem sehr ausgedehnten Stollensystem existiert bei Wellen an der Obermosel. Es gehört zur Fa. TKDZ (Trierer Kalk-, Dolomit- und Zementwerke). Im Kammerbau werden dort Hartsteinlager des Oberen Muschelkalks abgebaut (vgl. auch GÜDEMANN 1982, WAGNER 1984, 1987). In den Kartierberichten der dort regional angesiedelten, vom damaligen rheinland-pfälzischen GLA mit-betreuten Diplomkartierungen THEBINGBUß (2000) und MACKENBACH (2001) finden sich die selben kurzen Vermerke über nachgewiesene Horizontalbewegungen. Berichtet wird von gemeinsamen Funden von horizontal, vereinzelt auch subhorizontal – mit 2 bis 5°-Einfallen – verlaufenden Harnischen in diesem Bergwerk. NNE-SSW orientierte Streichrichtungen mit Werten zwischen 15 und 25° sind eingemessen worden. Die Lage der Messpunkte ist nicht überliefert, auch der jeweilige Verschiebungssinn blieb unbestimmt.

Dies war zunächst Anlass für eine eigene Befahrung im November 2008. Mit freundlicher Unterstützung der Fa. TKDZ war es möglich, innerhalb des insgesamt einige Hundert Kilometer langen Stollensystems stichprobenartig nach Spuren von Horizontalbewegungen zu suchen und mehrere Einmessungen vorzunehmen. Folgende Ergebnisse wurden gewonnen.

Im Niveau des Mittleren Lagers – stratigraphisch entspricht dies den Oberen Trochitenschichten (moIT3) – ließen sich zwei, 4° und 24° streichende, nahezu horizontal verlaufende Harnischstrieungen einmessen. Ein Bewegungssinn war nicht bestimmbar. Die dortigen Werkskoordinaten lauten 9c, 308 N, 2177 O. Bezogen auf die TK 25, Blatt 6204 Wincheringen, liegt ihr Vorkommen unterhalb der Anhöhe Auf den Birken, etwas südwestlich der Wüstung Birkeltherhof (R 25 34 150, H 55 03 170; Abb. 38).

Im Unteren Lager – dabei handelt es sich vornehmlich um Untere Trochitenschichten (moIT1) – ließen sich an drei Stellen tektonische Messwerte erheben. Am ersten Punkt (Werkskoordinaten: 4d, 165 N, 1165 O; R 25 33 150, H 55 03 360) fanden sich 6 Harnischflächen. Ihre Streichrichtungen waren 152°, 161° (2x), 162°, 164° und 170°. Horizontal verlaufende Faserharnische dokumentierten einen sinistralen Bewegungssinn. Sie erschienen gemeinsam mit dünnen, ockerfarbenen Klufftapeten.

Am zweiten Punkt (Werkskoordinaten: 48a, 451 N, 1605 O; R 25 33 650, H 55 03 485) fielen zunächst drei Schrägklüfte ins Auge. Ihre Streichrichtungen waren 62°, 71° und 77°. Diese Schrägklüfte lassen eine nahe gelegene variszisch streichende Abschiebung vermuten, möglicherweise nur eine Kleinstörung (vgl. Kap. 6.2.3.). Sie ist wohl der in Kap. 5.3. beschriebenen variszischen Lineation bzw. „Zone“ zuzuordnen, der nördlichsten im Saargau. Daneben waren auch zwei diagonale Schrägklüfte aufzufinden. Sie streichen 49° und (25 m weiter im SSW) 53° und fallen mit 77 bzw. 59° nach Südosten hin ein. Sie sind Begleiterscheinungen der südostabsetzenden Abschiebung, die südlich des Messpunktes ausgeklungen ist (Kap. 5.3.).

Darüber hinaus fand sich an diesem Messpunkt eine Harnischfläche in 153°-Richtung. Der daran unscharf zu erkennende horizontale Bewegungssinn ist vermutlich sinistral. An einer 169°-streichenden Harnischfläche ist hingegen eine dextrale Horizontalbewegung bestimmt worden. Etwa 25 m südsüdwestlich wurde eine 60°-streichende Harnischfläche notiert. Die darauf erkennbare Lineation war mit 5° nach Nordosten geneigt und bildete wohl eine sinistrale Bewegung ab.

Sehr unterschiedliche Strukturen fanden sich auch am dritten Messpunkt im Unteren Lager (Werkskoordinaten: 24, 407 N, 1077 E; R 25 33 135, H 55 03 615). In 176°-Richtung verliefen cm-eng gescharte Kluffflächen, die an Horizontalharnische erinnerten. Schwach S-förmig geschwungene Kluffflächen wiesen ein 16°-Streichen auf. Überdies waren undeutliche Horizontalharnischflächen in 141 bis 144°-Richtung entwickelt. Ein Bewegungssinn konnte in keinem der genannten Fälle ermittelt werden.

Die untertage unmittelbar bestimmbareren Werkskoordinaten (Angaben der jeweiligen TKDZ-Begleitpersonen) sind lediglich ungefähre Positionsangaben. In dadurch bezeichneten Areal existieren rundherum zahlreiche Seitenflächen von mehreren Pfeilern. Deshalb ist es bei einer Nachbegehung kaum möglich, ohne großen logistischen Aufwand die früher entdeckten und eingemessenen Flächen wiederzufinden. Da eine Begleitung durch Firmenangestellte vonnöten ist, musste deren Zeitaufwand für die Gesamtbefahrung im Rahmen gehalten werden. Erschwerend hinzu kommt die Staubeentwicklung durch die Brecher und Transportbänder im Bergwerk, wodurch viele Außenflächen von Pfeilern eingestaubt sind und Feinstrukturen dementsprechend schnell unauffällig werden können. Vor allem aber besteht das Problem der Dunkelheit in den weitgehend unbeleuchteten Stollensystemen. Im lokalen Scheinkegel der Taschenlampen stellen Orientierungsbemühungen, verschiedene Hindernisse am Boden und zahlreiche Schlagschatten Faktoren dar, die viel Aufmerksamkeit binden und die Entdeckung von Kleinstrukturen entsprechend vermindern. Geblitzte Fotos von zarten und reliefschwachen Kleinstrukturen gelingen nicht ohne weiteres. Für eine umfassende Bearbeitung wäre ein wesentlich größerer organisatorischer Aufwand nötig.

Erst relativ spät, bei einer Nachbefahrung im Mai 2011, wurde klar, dass in den relativ reinen Dolomitgesteinen im Bergwerk auch Slickolite-Flächen entwickelt sind. Der Begriff „Slickolites“ ist aus den englischen Worten „slickensides“ und „stylolites“ – für Faserharnische bzw. Stylolithen – kombiniert worden (RAMSAY & HUBER 1989). EISBACHER (1996) verwendete für dieses Misch-Phänomen den Begriff Nadelharnische (Teil I: Abb. 23). Es werden damit spezielle Scherungs-begleitende Drucklösungsflächen

bezeichnet. Diese sind während des Drucklösungsprozesses nicht senkrecht zur Richtung der größten Einengung (σ_1) orientiert gewesen.

Die Existenz und Charakteristik solcher Phänomene war allen tektonischen Vorbearbeitern des Wellener Bergwerkes nicht bekannt gewesen. Mir selbst sind sie in ihrer Verschiedenheit von herkömmlichen Faserharnischen erst bei der Begehung des Eßlingen-Steinbruchs mit Herrn Prof. Dr. K. REICHERTER von der TH Aachen im Juni 2009 erklärt worden (vgl. DITTRICH 2011: Kap. 4.2.2.).

Für die Wellener Lokalität ist dies insofern wichtig, als Slickolite-Flächen wegen ihrer (sub-)horizontal verlaufenden linearen Maserung (vgl. Abb. 15, 16 und 23 in Teil I) zwar auf den ersten Blick wie Scherflächen aussehen, jedoch in ihren Streichwerten deutlich davon abweichen. Es handelt sich dabei nämlich nicht um die eigentlichen Scherflächen, sondern lediglich um überprägte ältere (Kluft-)Flächen. Sie sind nicht erst durch das kompressive Ereignis entstanden und bilden es nur mittelbar ab. Entscheidend für die Ermittlung der Horizontalbewegung ist die schräge Ausrichtung der winzigen Slickolite-Zapfen („Nasen“, vgl. Kap. 4.2.2.). Deren Einmessung war jedoch unter den gegebenen Arbeitsbedingungen und aufgrund des nicht immer guten Erhaltungszustandes der Slickolites unmöglich.

Es resultiert die ungünstige Situation, dass bei den vor 2011 erhobenen Messwerten meist rückwirkend nicht mehr klargestellt werden kann, ob dabei Scherflächen oder aber Slickolite-Flächen erfasst worden sind. Die korrekte Bewertung der jeweiligen Streichwerte wird dadurch erheblich erschwert.

Bei der Nachsichtung des Messpunktes 9c im Mittleren Lager (Mai 2011) wurden Kluftflächen entdeckt, die mit 0° , 166° , 169° und 176° streichen. Die ursprüngliche Arbeitsnotiz dazu lautete noch „Horizontalharnische, sinistral“. Unmittelbar nach dem Verlassen des Bergwerkes angestellte Überlegungen zur Beschaffenheit der gesehenen Lineation ergaben dann jedoch, dass es sich dabei eher um Slickolites gehandelt hat. Derartige Strukturen würden dann eine dextrale Relativbewegung belegen. Ältere konjugierte Kluftflächen des variszischen Richtungssystems könnten dieserart kompressiv überprägt worden sein.

Die im Jahr 2008 am ersten Messpunkt im Unteren Lager eingemessenen und überblicksartig photographisch dokumentierten horizontalen Faserharnische hingegen sind in ihrer Charakteristik gesichert. Sie dokumentierten 152 bis 170° streichende Scherflächen. Vor Ort war damals ein sinistraler Bewegungssinn notiert worden. Die Fotos bestätigen dies; für eine Reproduktion an dieser Stelle sind sie jedoch nicht gut genug.

Eine tektonisch interessante Stelle innerhalb des Bergwerk-Areals befindet sich im Baufeld III des Mittleren Lagers (Werkskoordinaten: 495 N, 1895 O; R 25 33 940, H 55 03 430). Dort ist es im Februar 2011 zu einem Ausbruch der Stollenfirste und zur Entstehung eines hohen kuppelartigen Deckengewölbes gekommen. Diese Kuppel vergrößerte sich in den folgenden Wochen und Monaten durch Nachbrüche bis hin zur Entstehung eines Tagesbruchs von 24 m Durchmesser. Von der Erdoberfläche aus war er bis zu 35 m tief. Die Fragestellung, ob dieses Bruchgeschehen durch eine besondere tektonische Vorbeanspruchung begünstigt worden war, führte zu einer Befahrung Anfang Mai 2011, noch vor dem letztendlichen Durchbruch nach obertage.

Aus Sicherheitsgründen war die Begehung der mit aufgehäuften Blockschutt bedeckten Zone unter dem durchfeuchteten und instabilen Kuppelbereich nicht möglich. Nur die besser zugänglichen sicheren Randzonen im Süden konnten untersucht werden. Eine besonders intensive Klüftung war dort nicht zu beobachten. Dies galt auch für die mit den Handscheinwerfern auszuleuchtenden Bereiche der Kuppel-Firste. Im südlichen Vorfeld deuteten überschlägige Kluftmessungen auf Richtungsmaxima bei 30

bis 35° und bei 130 bis 135°. Zwei Klufflächen bei 31° und bei 134° waren mit dünnen ockerfarbenen kalzitischen Klufftapeten bezogen.

Überdies ließen sich Hinweise auf Horizontalbewegungen auffinden. Es waren zwei horizontal gestriemte Kluffflächen mit einem Streichen von 169° und 173°. Als Bewegungssinn wurde vor Ort „vermutlich dextral“ notiert. Faserharnische waren nicht ausgebildet. Bei den Lineationen handelte es sich wohl um Striemungen. Einige Meter südlich waren gleichartige Strukturen auf 170° bis 180° (0°) ausgerichteten Kluffflächen ausgebildet. Sie traten dort unter anderem auf einer mit 50 bis 60° nach Westen geneigten Schrägkluff auf. Offenbar sind hier ältere Kluffflächen horizontaltektonisch überprägt worden. Eine weitere interessante Beobachtung nahe der Bruchkuppel war eine schmale Zone mit 10°-streichenden, S-förmig geschwungenen Kluffflächen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass sich trotz aller geschilderten Unschärfen folgendes Bild abzeichnet. Sämtliche aufgefundenen horizontalen Bewegungsflächen – Scherflächen und Slickolite-Flächen – im Bergwerk Wellen gruppieren sich in drei Winkelbereichen. Der erste davon bildet ungefähr die rheinische Richtung ab. Die entsprechenden Messwerte sind 0°, 4°, 10°, 16° sowie 24° und 25°. Die Werte 10° und 16° stammen von S-förmig geschwungenen Kluffflächen. Ergebnisse zum dazugehörigen Bewegungssinn liegen nicht vor.

Der zweite Winkelbereich ist bisher nur durch einen einzigen Messwert von 60° vertreten. Er ist wohl der variszischen Richtung zuzuordnen. Da der Charakter dieser Fläche als Scherfläche oder als Slickolite seinerzeit unbestimmt blieb, könnte auch der ursprünglich als sinistral notierte Bewegungssinn in Frage gestellt werden.

Der dritte Winkelbereich ist sehr häufig repräsentiert. Messwerte zwischen 141° und 180° (0°) wurden erhoben. Dabei fällt auf, dass die Kluffflächen mit den höheren Streichwerten von 166° bis 180° eher im Verdacht stehen, eine dextrale Bewegung abzubilden. Die 176°-Richtung war einmal auch durch eine sehr engständige Kluffschar vertreten. Die niedrigeren Streichwinkel (etwa 152° bis 164°) kennzeichnen eher sinistrale Bewegungsflächen.

Vermutlich bilden sich in all diesen (sub-)horizontalen Lineationen die Zeugnisse mehrerer nacheinander folgender Deformationsakte ab. Weitere Messungen im Grubengebäude könnten dazu wichtige Ergänzungen und Präzisierungen liefern. Wichtig ist allerdings eine sorgfältige Klassifizierung der jeweils aufgefundenen Horizontalgefüge.

6.2.2. Mettfels bei Wincheringen

Die vom Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz mit-betreute Diplomkartierung RÖBLE (1997) lieferte eine Revision der Aufnahmen von HEITELE (1964; vgl. Kap. 5.1.). Die an der Wincheringer Brücke einst aufgeschlossene Abschiebung (Abb. 46) wurde dabei in ihrem Verlauf weitestgehend bestätigt. Sie ist Teil einer Störungslinie, die sich mit 60 bis 70°-Streichen nach Südwesten hin bis an Mosel verfolgen lässt (HOYER 1973). Dort war im tiefsten Oberen Muschelkalk ein 50°-Schichteinfallen in südöstliche Richtung eingetragen worden. Ein derartig großer Einfallwert ist wohl einer Flexur im Nahbereich einer Abschiebung zuzuschreiben. Am Moselufer südöstlich von Ehnen deutet sich ebenfalls eine solche Flexur an.

Südlich des Mettfels streicht diese Störung etwa mit 53°. Im weiteren Verlauf nach Nordosten biegt sie allmählich in die rheinische 10°-Richtung um (Abb. 38). Als Vertikalversatz der Störung am südlichen Mettfels ermittelte RÖBLE (1997) 30 m. Dies ist knapp doppelt so viel wie seinerzeit von HEITELE notiert worden war. Darüber hinaus sind in der unmittelbar benachbarten Schlucht unterhalb der Wincheringer Brücke stark

ausgeprägte Schrägklüfte entdeckt und fotografiert worden (Abb. 49). Sie durchsetzen den Linguladolomit (oberster Mittlerer Muschelkalk) der Tiefscholle.

Die auf dem Foto dokumentierte tektonische Situation erinnerte im oberen Bereich an den Nordostteil des Steinbruchs Kersch (Kap. 4.2.4., Abb. 28). Dort waren Schrägklüfte als horizontale Bewegungsflächen überprägt worden. Dies betraf gegensinnig einfallende Scharen von Schrägklüften, die gemeinsam als bogige bzw. „zickzackförmige“ Blattverschiebungsflächen reaktiviert worden waren. Deshalb und angesichts des Kompressionshinweises am Südhang des Mettfelses (Kap. 6.1.) erschien es sinnvoll, den von RÖBLE dokumentierten Aufschluss der Schlucht auf horizontal verlaufende Strömungen und auf Faserharnische hin zu untersuchen.

Ein Einstieg in die Schlucht im November 2011 erbrachte folgende Detailbefunde. Die schon in Abb. 49 gezeigten unteren Schrägklüfte streichen 26 bis 35° und fallen mit 35 bis 55° nach Nordwesten hin ein. Die oberen fallen mit knapp 60° nach Südosten hin ein. Generell, vor allem im östlichen Teilen der steilen Aufschlusswand, ist es inzwischen zu Nachbrüchen gekommen, die Aufschlussituation stellt sich etwas verändert dar (Abb. 50). Auch zeigt sich der anstehende feinkristalline Linguladolomit weiß-pulvrig verwittert. Eine unten noch recht steile 35°-streichende Schrägkluft hat einen großbogig umschwenkenden Verlauf; streckenweise wird dabei eine Nordwest-einfallende Schrägkluft einbezogen. Im Foto von RÖBLE ist dieses Umbiegen abgeschattet und durch das Metermaß verdeckt. In der heutigen Aufschlussituation ähnelt diese Kluff einer horizontaltektonischen Reaktivierungsfläche. Zwei bis drei solcher Bögen zeichnen sich – undeutlich – ab. Flächen der bogenförmigen Klüfte waren leider nicht einzusehen. Diejenigen, die im östlichen Aufschluss-Teil großflächig freiliegen, sind normale, eher nicht reaktivierte Schrägklüfte und zudem stark verwittert. Trotz Suche konnten im gesamten Aufschluss keine horizontalen Faserharnische entdeckt werden. Die sichtbaren horizontal verlaufenden Linien auf den Kluffflächen sind lediglich herausgewitterte Schichtung. Insgesamt ließen sich die zuvor vermuteten Horizontalbewegungen nicht sicher nachweisen.

Das Schichteinfallen im Bereich der Steilwand beträgt 16° in Richtung SSE (RÖBLE 1997). HEITEL (1964) hatte in derselben Schlucht ein SSE-Einfallen von 25° eingemessen. Diese deutliche Verstellung, die nicht zur sonst im Süden vorherrschenden Schichtlagerung passt, stützt die Annahme einer zusätzlichen Abschiebung im Südosten. Es handelt sich wohl um die Fortsetzung einer vom Moseltal östlich Ehnen heranziehenden 20 m-Störung (BAUMANN 1964). Diese setzt nach Nordwesten hin ab und streicht etwa 60° (HOYER 1973; Abb. 38). Ein Hinweis auf deren Fortsetzung besteht auch noch nordöstlich des Mettfelses. Dort, am Nordwest-Hang des Hühwels-Berges, existiert eine auffällige Südwest-Nordost streichende Flexur (RÖBLE 1997: Anlage Strukturkarte: 20° Einfallen), die genau in der streichenden Verlängerung der luxemburgischen Störung liegt. Wahrscheinlich befindet sich dort ein sehr enger leistenförmiger Graben, der westlich des Schmalgrabens von Wincheringen anzusiedeln ist (Abb. 38). Die beiden Randstörungen kommen sich am Mettfels sehr nahe, darauf weisen die schon erwähnten, etwa 30°-streichenden Schrägklüfte in der Schlucht.

Eine ähnliche Situation könnte bei Wehr im Moseltal existieren, wo die luxemburgische GK 25, Blatt Grevenmacher, ein starkes Nordwest-Einfallen verzeichnet (HOYER 1973). Es weist zur 25 bis 30° streichenden Abschiebung im Moselbett. Neueste Kartierergebnisse zeigen jedoch, dass der Unterkeuper am Bahn-Haltepunkt südlich von Wehr söhlig liegt (mündl. Mitt. S. HRABOVSKY/Frankfurt, März 2012). Dies könnte auf eine schmale Grabenstruktur hindeuten, die die Hauptstörung im Nordwesten begleitet.



Abb. 49: Schrägklüfte im Linguladolomit in der Schlucht unterhalb der Wincheringer Brücke (TK25-Blatt 6304 Wincheringen: R 25 30 160, H 54 97 070; Foto aus RÖBLE 1997). Auffällig ist das „Umknicken“ der Schrägklüfte im oberen Teil der Felswand.

6.2.3. Steinbrüche bei Schloss Thorn

Der Steinbruch Hippert liegt an der Bundesstraße B 419 südöstlich von Palzem, am Westhang des Schmerzen-Berges (TK 25-Blatt 6404 Kirf, R 25 27 875 – 28 200, H 54 90 825 – 91 150). Er erschließt den tieferen Unterkeuper (tiefere Bunte Mergel, ku2B, und Basisschichten, ku1) und – vor allem – den höheren Oberen Muschelkalk, der hier als Hartstein verwertet wird („Hartsteinlager 4“ bei WAGNER 1987). Dabei zeigt sich allerdings nicht die typische Abfolge von harten Dolomitbänken mit zwischengeschalteten



Abb. 50: Heutige Aufschlussituation in der Schlucht unterhalb der Wincheringer Brücke.

Mergelbänken, wie sie für die Ceratitenschichten (mo2) der zentralen und nördlichen Trierer Bucht typisch ist (Irrel-Formation). Mergel-Einschaltungen fehlen hier nahezu völlig, die Dolomit-Abfolgen sind eher monoton. Im oberen Teil der Muschelkalk-Abfolge – etwa 16 bis 16,5 m mächtig – sind die Tongehalte der Dolomitgesteine vergleichsweise hoch (durchschnittlicher Gesamtkarbonatgehalt: 87,9 %; Zahlenangaben: Betriebsleiter A. HELFEN/Fa. Hippert). Es handelt sich um eher kleinstückig brechende, feinkörnige tonig-karbonatische Mischgesteine. Genetisch ist dies der Nähe der Siercker Schwelle zuzuschreiben. Das dort spornartig vorspringende damalige Hunsrück-Festland führte durch eine mehr oder weniger kontinuierliche schwache Toneinschwem-



Abb. 51: Auffällige tektonische Zerrüttung des Oberen Muschelkalks (Ceratitenschichten) im Steinbruch Hippert/Schloss Thorn.



Abb. 52: Vergleichsweise weitständig geklüftete Dolomite der Ceratitenschichten östlich und nordöstlich des Steinbruchs Hippert. Oben: Am Eingang zur Sektellerei St. Martin/Remich auf der luxemburgischen Seite. Unten: Rückwand eines kleinen Weinbergs nordöstlich der B 419 am südlichen Ortsende von Palzem.



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



mung zur Ausbildung einer dolomitisch-feinklastischen Randsaum-Fazies im höchsten Oberen Muschelkalk. Es entstand die Thorn-Subformation der oberen Irrel-Formation (vgl. DITTRICH in Vorb. b).

KULKE (1963) hatte im Rahmen seiner Diplomkartierung sehr zahlreiche Kluftrichtungen im damaligen – noch etwas weiter südwestwärts angesiedelten – Steinbruchbereich vorgenommen ($n = 239$). Deutlich hatte sich ein nahezu orthogonales Kluftsystem abgezeichnet, mit einem Hauptmaximum im Bereich von 130 bis 150° und einem zweiten Maximum bei 35° . Andere Klufttrichtungen waren nicht vertreten.

Im heutigen, weiter östlich gelegenen Gewinnungsbereich ist der Zerrüttungsgrad der Gesteine auffällig hoch (Abb. 51). Statt blockig-massiven, meterbreiten Kluftkörpern, wie sie etwa in Remich am gegenüberliegenden Moselufer oder bei Palzem im Nordosten auftreten (Abb. 52), erscheinen meist nur (cm- bis) dm-breite Gesteinsleisten.

An der Südwand des inneren Steinbruchbereiches tritt eine kleine Abschiebung auf. Sie versetzt die oberste, schichtgebundene Sohle um etwa 1 m. Im Gesamtareal des Steinbruches ist dies nur eine von mehreren kleinen Staffelbrüchen, die nach Westen, zur Mosel hin abschieben. Die an der Südwand derzeit erschlossene Störungsfläche streicht 10 bis 11° , mit einem westwärtigen Einfallen von 70° . Im Inneren des Steinbruches, also etwas nördlicher, erhöht sich der Streichwert der Störung auf etwa 21° . Dies ließ sich auf der dortigen Sohle einmessen. An der Südwand fällt eine starke Gesteinszerrüttung im Nahbereich der Störung auf (Abb. 53). Überdies erscheinen horizontale Strömungen auf der Störungsfläche (Abb. 53 unten rechts). Offenbar existierte eine horizontale Bewegungskomponente. Eventuell dokumentiert sich hier eine sekundäre horizontaltektonische Überprägung einer prä-existierenden Abschiebungsfläche (vgl. dazu auch Kap. 4.2.6.: „Laubennische“ im Aufschluss Augenscheiner).

Im Profil schließt sich nach unten hin eine 1,8 m mächtige, Tonmergel-reiche, mittelgraue Wechselfolge an. KULKE (1963) hatte sie seinerzeit als „Zentralmergel“ bezeichnet. Nach Süden – in Richtung der Siercker Schwelle – wird sie entlang der Steinbruch-Wände undeutlicher und geringmächtiger. Sie repräsentiert den letzten Ausläufer der mo2-Normalfazies nach Süden zu (Irrel-Formation).

Darunter folgen 16,5 m mächtige reinere Dolomite. Ihr Gesamtkarbonatgehalt schwankt um 91 %. Den oberen Abschluss dieser Schichtenfolge bildet eine mitteldimensional schräggeschichtete Dolomitbank von etwa 1,5 m Mächtigkeit. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um den Ausläufer der hochenergetischen Schwellenfazies, die vom beginnenden Oberen Muschelkalk an den engeren Bereich der Siercker Schwelle kennzeichnet (Schengen-Formation, DITTRICH in Vorb. b). Diese Dolomite enthalten Schill, Ooide und Glaukonit, überdies sind sie häufig schräggeschichtet (DEMONFAUCON 1982, COUREL et al. 1984).

Auch die von der relativ harten Schengen-Formation aufgebaute untere Steilwand des Steinbruches ist durch vielfältige Zerrüttung und Zerklüftung gekennzeichnet. Neben normalen, vertikal verlaufenden Kluftflächen erscheinen lokal auch Schrägklüfte, die typisch sind für den Nahbereich von Abschiebungen (Abb. 54). Ihre Streichwerte schwanken zwischen 10 und 30° . Die Einfallswerte der Schrägklüfte schwanken im Bereich von 43 bis 48° , die Einfallrichtungen weisen sowohl nach Westen (bzw. WNW) zur Mosel als auch nach Osten (bzw. ESE).

Die genannten Zahlen beruhen auf Schätzungen und Peilungen. Konkrete Einmessungen mussten aus Sicherheitsgründen unterbleiben, die Brüchigkeit der stark zerklüfteten Steilwände ließ dies betrieblich nicht zu. Dessen ungeachtet waren mehrere Hinweise auf Horizontaltektonik zu registrieren und zu fotografieren.



Abb. 53: Etwa 10° streichende 1 m-Abschiebung an der Südwand im oberen Abbaubereich des Steinbruchs Hippert. Die intensive Zerrüttung im Nahbereich der Störung und horizontale Gleitstriemen (Bild unten rechts) auf der wellig gebogenen, nahezu saiger stehenden Störungsfläche deutet auf Horizontalbewegungen.



Abb. 54: Gegensinnig einfallende Scharen von Schrägklüften im unteren Abbaubereich des Steinbruchs Hippert.

Eine bogig geschwungene Zone mit sehr engständigen Klüften wies etwa 9° -Streichen auf (Abb. 55). Sie war in gleicher Weise entwickelt wie andere nachgewiesene Scherbahnen der Trierer Bucht (Teil I).

In weiter nördlich gelegenen Teilen der Steinbruchwand war zu sehen, dass gegensätzlich geneigte Flächen der schon beschriebenen Schrägklüftscharen zu stark gebogenen, geradezu gezackten horizontaltektonischen Bewegungsflächen kombiniert worden waren. An der Wand im Hintergrund in Abb. 54 deutet sich dies an. Horizontal verlaufende Gleitstriemen an freiliegenden Schrägklüftflächen – nicht näher photographisch dokumentiert – untermauerten dies. Dasselbe Phänomen war bereits im Steinbruch Kersch beobachtet und dokumentiert worden (Kap. 4.2.5., Abb. 28).

Der gesamte Steinbruchbereich scheint von einer NNE-SSW streichenden Scherzone durchsetzt zu sein. Horizontaltektonik hat hier die Arbeit des betrieblichen Gesteinsbrechers vorweggenommen bzw. erleichtert („Schmerzen-Berg“!). Eine Bestimmung des relativen Verschiebungssinnes war nicht möglich. Faserharnische oder sicher zuzuordnende Riedelflächen konnten nicht aufgefunden werden. Inwieweit dies dem Verwitte-



Abb. 55: Bogenförmig ausgebildete Zone mit sehr engständiger Klüftung im unteren Abbaubereich des Steinbruchs Hippert. Wahrscheinlich dokumentiert sich darin eine Horizontalbewegung.

rungsgrad der teilweise verkarsteten Dolomitserien oder aber der vernunftbedingt verhaltenen Annäherung an die brüchigen Steilwände zuzuschreiben ist, mag dahingestellt bleiben.

Eine von KULKE (1963) kartierte vermutete Abschiebung mit einem maximalen Versatz von 20 m läuft von NNE her in den Schmerzen-Berg hinein und klingt dort aus. Nach einer hier vorgenommenen Verlaufskorrektur nach den Kartierdaten von KULKE (Kap. 5.1.3.) streicht diese mit gut 30° und schiebt nach ESE hin ab. Sie verläuft mehr als 300 m östlich des heutigen Steinbruchareals (Abb. 38). Nach Norden hin biegt sie in eine 15°-Richtung hin um.

Anders als es die zu Beginn des Kapitels erwähnte Kluffrose von KULKE im Westteil des Steinbruchs erwarten ließ, spielen im Osten offenbar nicht nur diagonale, sondern auch „steiler“ streichende, rheinische Richtungselemente eine wesentliche Rolle. Ihr Streichen liegt im Bereich von 9 bis 15°. Die 15°-Richtung bildet sich auch in der Morphologie des Moseltales bei Schloss Thorn ab. Die Eisenbahn-Linie und die B 419 zeichnen dort die rheinische Ausrichtung des Talhanges am deutschen Moselufer nach.

Ein weiterer, inzwischen jedoch aufgegeben Steinbruch (ehemals Fa. Keren) befindet sich am Nordhang des Thornkops, nur wenige Hundert Meter nördlich des Steinbruchs Hippert. Auch hier ist Dolomit gebrochen worden (Angabe auf der TK-25 aus dem Jahr 2000: „Kalkstein“). Auf der Sohle des vorderen Teils steht heute eine Kläranlage. In den noch gut einzusehenden Steilwänden oberhalb des Bachlaufs im vorderen Steinbruchteil fällt auf, dass der Zerrüttungsgrad der Dolomite nicht so hoch ist wie im Steinbruch Hippert. Die von dort beschriebene NNE-SSW streichende Scherzone könnte östlich vorbei ziehen.

KULKE (1963) hatte bei seiner Diplomkartierung auch in diesem Steinbruch Kluffmessungen vorgenommen. In dem damals wohl noch besser zugänglichen Gesamtareal sind 132 Messwerte erhoben worden. Es zeichnete sich ein typisch orthogonales Kluffsystem ab, mit einem Hauptmaximum bei 135° und einem zweiten bei 35°.

Bei der Nachbegehung waren an der Südwand des Bruches noch einige tektonische Beobachtungen möglich. In einer ausgebrochenen Felsnische (R 25 27 940, H 54 91 650) liegt eine sehr markant entwickelte schräge Klufffläche frei. Sie streicht mit 33° und fällt mit 52° nach Nordwesten hin ein. Auf ihr sind nahezu vertikale Strömungen entwickelt, die von der Falllinie der Fläche um etwa 10 bis 15° abweichen, und zwar in südwestliche Richtung. Offenbar handelt es sich nicht nur um eine Kluff, sondern auch um eine Bewegungsfläche. Als nachrangige Schrägabschiebung – ein nennenswerter Vertikalversatz ist nicht erkennbar – hat sie auch eine kleine horizontale, sinistrale Bewegungskomponente. Die über der schrägen Großkluff bzw. Störungsfläche gelegene Scholle (hanging wall) ist stark zerklüftet. Sie ist sowohl von Nordwest- als auch Südost-einfallenden Schrägklüften durchsetzt. Eine Südost-einfallende Kleinkluff streicht 27 bis 39° und fällt mit 39 bis 47° ein. Andere Südost-Schrägklüfte streichen 15°, 21° und 39°. Vielfach treten auf den Flächen horizontal ausgerichtete, „Schratten“-ähnliche Rillen auf. Sie erinnern an die Slickolite-Rillungen im Muschelkalk-Aufschluss bei Sirzenich (vgl. Teil I: Kap. 4.2.7). Demnach könnte hier auch Drucklösung eine Rolle gespielt haben. Falls es sich wirklich um „slickolite striae grooves“ im Sinne von RAMSAY & HUBER (1989) handelt, könnten sie auf eine damals wirksame Einengung in NNE-SSW-Richtung hindeuten.

Die beschriebene Felsnische befindet sich stratigraphisch im Bereich der obersten Schengen-Formation. Es sind harte, spröde, grobstückig und kantig brechende Dolomitgesteine. Darüber erscheint die schon im Hippert-Steinbruch beschriebene geringmächtige Mergel-Dolomit-Wechselfolge, die noch die Normalfazies der Irrel-Formation repräsentiert. Den Abschluss der Steilwände nach oben hin bilden die unteren Partien der Thorn-Subformation innerhalb der Irrel-Formation. Es sind relativ monotone, etwas tonreichere, teilweise scherbilg brechende Dolomitabfolgen.

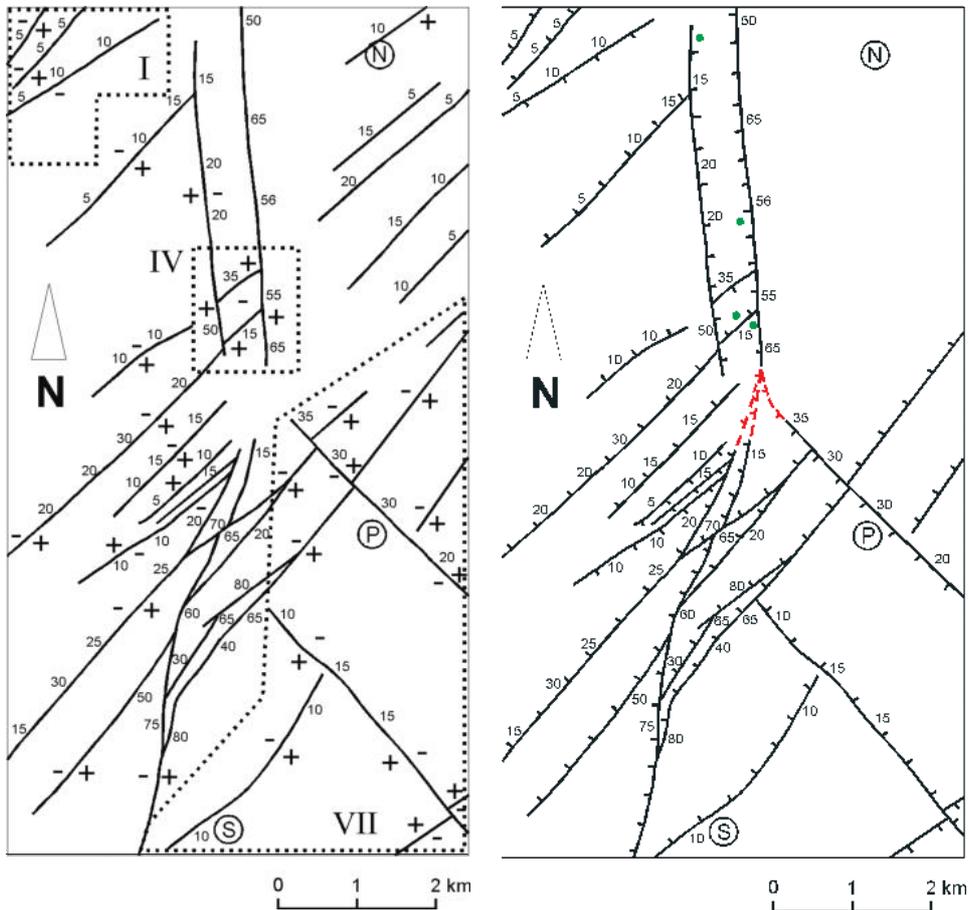


Abb. 56: Störungsmuster im Moseltal nördlich der Siercker Schwellen. Im Westen überlappend mit dem Darstellungsbereich der Abb. 47. Links: Ausschnitt aus Abb. 83 bei BERNERS 1985b, graphisch wenig verändert; N = Nennig, P = Perl, S = Sierck. Rechts: interpretierte Version, vereinfacht, ohne die (veralteten) Störungslinien im Nordosten (vgl. dazu Abb. 38; ● = Bohrungen im Umfeld des Moselschmalgrabens).

6.3. Hinweise durch das revidierte Störungsmuster

Nach der gemeinsamen Kompilation der jeweils aktuellsten deutschen und luxemburgischen Kartenwerke ist nun erstmals eine großflächige grenzüberschreitende Betrachtung von Störungsverläufen möglich (Kap. 5.3.). Einige Auffälligkeiten des Bruchmusters und der Schichtlagerung liefern überdies Hinweise, die zur Rekonstruktion von Stressfeldern verwertet werden können.

6.3.1 Besonderheiten bei den Versatzbeträgen einzelner Störungslinien

Im Detailgebiet VII von BERNERS (1985b; Abb. 56) verlaufen prominente Nordwest-Südost-Querstörungen. Dem Autor zufolge sind es die jüngsten Störungen im Bereich

des Blattgebietes Remich. „Die jüngsten Bewegungen folgen den Nordwest-Südost-Verwerfungen.“ (S. 253). Nach BERNERS versetzen die Querstörungen momentan die derzeit inaktiven Nordost-Südwest-Störungen. Dieser Sachverhalt ist in der hier reproduzierten Abbildung dokumentiert worden. Sie war gegenüber dem Stand der luxemburgischen GK 25 Blatt Remich (BERNERS 1985a) weiter entwickelt worden, auch überragt sie das Blattgebiet nach Süden und Osten um einige Kilometer. Auf deutschem Gebiet war als Kartengrundlage für diese Darstellung weder die GÜK 200, Blatt CC 7102 Saarbrücken (ZITZMANN 1979) noch die GK 50 des Saarlandes (KONZAN et al. 1981) verwendet worden. Auch bilden sich darin nicht die Störungslinien der Tübinger Kartierung KULKE (1963) ab. Stattdessen sind in diese Darstellung eigene Geländebefunde von H.-P. BERNERS eingegangen (mündl. Mitt.). Auch die an GREBE (1880) orientierte Vorlage von LUCIUS (1947) war dafür herangezogen worden. In der aktuellen GK 25, Blatt 6504 Perl (KONZAN 1995), ist dort eine etwas modifizierte tektonische Situation verzeichnet. Diese ist weitgehend in die Abb. 38 übernommen worden. Die darin noch erfasste Querstörung, die südwestabsetzend durch Sehndorf auf das Moseltal zuläuft, ist von KONZAN bestätigt worden.

Bei einer genaueren Betrachtung des Detailgebietes VII zeigen sich Auffälligkeiten bei den verzeichneten Versatzbeträgen. Die nördliche Querstörung endet abrupt bei ihrem Maximalversatz von 35 m. Eine solche Situation ist mechanisch und geometrisch unplausibel. Denkbar wäre, dass die betreffende Abschiebungslinie horizontal versetzt und dadurch abgeschnitten wurde. Dagegen spricht, dass im Nordwesten weit und breit keine potentielle alte streichende Fortsetzung mit dem noch fehlenden auslaufenden Versatz zu entdecken ist. Berücksichtigt man die von BERNERS dargelegten (sub-)rezenten Hebungsbewegungen an der Siercker Schwelle (Kap. 5.1.), so ist eine andere strukturelle Interpretation wahrscheinlicher. Danach vereinigt sich die derzeit mobile Querstörung nach Nordwesten und Norden zu mit der Ostrand-Störung des Moselschmalgrabens. Diese hat nämlich am Südrand des Detailgebietes IV einen Vertikalversatz von immerhin 65 m, der ebenfalls „blind endet“. Darüber hinaus ist ein Aufgabeln dieser Großstörung nach Süden in zwei der dargestellten West-absetzenden Bruchlinien schon aufgrund der jeweiligen Versatzdimensionen wahrscheinlich.

Diese heute wahrscheinlich aktive Verbindung von Abschiebungen unterschiedlicher Ausrichtung sagt noch nichts über den jeweiligen genetischen Kontext der verschiedenen Störungslinien. Es handelt sich bloß um eine gemeinsame Mobilisierung als Reaktion auf die heutigen Hebungsbewegungen im Bereich des Rheinischen Schildes. Insgesamt könnte sich dabei eine etwa ENE-WSW-gerichtete Dehnungstendenz abbilden. Dies lässt sich aus der regionalen Akzentuierung der Versatzbeträge an der großen „Störungsgabel“ ableiten (Abb. 56). Eine Passung zum heute wirksamen Spannungsfeld mit Nordwest-Südost-gerichteter Einengung und Nordost-Südwest-Dehnung ist gegeben.

Durch die oben geschilderte vermutete Fortführung der bei BERNERS (1985b) abrupt endenden Störungen ergeben sich neue Aspekte zum rheinischen Richtungssystem. Eine schwach gebogene markante Störungslinie zeichnet sich ab. Sie verlängert die Hauptstörung des Moseltalgrabens nach Süden hin. Dort setzt sie die Siercker Schwelle nach Westen hin ab. Aufgrund ihrer nunmehr zu kalkulierenden kartierten Gesamtlänge von immerhin knapp 15 km handelt es sich wohl um eine sehr wichtige Strukturgrenze.

Wie fügt sie sich in das bisherige Wissen über das rheinische Richtungssystem ein? Betrachtet man die alt angelegte Absenkungsstruktur der Echternacher Grabenzone in Hinblick auf ihre Breite und Ausformung am Südrand des Untersuchungsgebietes, so

fällt dort eine Besonderheit ins Auge. Der innere Bereich dieses Großgrabens erstreckt sich im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet in Nord-Süd- bzw. NNE-SSW-Richtung. Auffällig ist die Breite der Ost-Schulter dieser Struktur, wie sie von DITTRICH (1989; vgl. auch Teil I: Abb. 2) rekonstruiert worden ist. Bei Einbeziehung des Moseltalgrabens spreizt die Gesamtzone der Grabenschulter nach Süden hin weit auf. Der Schmalgraben selbst ist Nord-Süd bis NNW-SSE ausgerichtet. Der Eindruck entsteht, dass die Bruchfuge des Moselschmalgrabens nicht dem rheinischen System im ursprünglichen Sinne zugehörig ist. Sie könnte strukturell etwas Eigenes, später hinzu gekommenes sein. Dazu passt auch die Ost-absetzende Nebenstörung des Schmalgrabens, die nicht zur Subsidenzachse der Echternacher Grabenzone, sondern gegensinnig dazu gerichtet ist.

Denkbar wäre, dass es sich bei dieser Bruchzone um die südliche Fortsetzung der prominenten „Nimstal-Fuge“, der dextralen Blattverschiebung dex IV bei DITTRICH (2009; vgl. Teil I: Abb. 5) handelt. Diese ist in der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht sicher nachgewiesen worden. Als markante horizontale Bewegungsnaht durchzieht sie die gesamte Südeifel. Auch dort befindet sie sich am Ostrand der Echternacher Grabenzone, allerdings nicht am äußeren Rand der Grabenschulter sondern sehr weit „innen“. Es wäre aber plausibel, dass eine jüngere Scherlnaht die Ostschulter der Echternacher Grabenzone kreuzt. In Reaktion auf ein jüngeres kompressives Stressfeld könnten im Norden und im Süden der Trier-Luxemburger Bucht andere Brüche im strukturellen Randbereich der Großgrabenzone remobilisiert worden sein. Auch müssen die beiden Linien nicht unmittelbar ineinander übergehen. Vielleicht handelt es sich um eine neu ansetzende Blattverschiebung mit gleichem Verschiebungssinn. Dann wäre die neue Bruchfuge am Westrand der Siercker Schwelle keine Fortsetzung, sondern (nur) ein gleichrangiges Äquivalent der Südeifeler Nimstal-Fuge. Im dritten Teil dieser Publikation wird dieser Frage eingehend nachgegangen.

Eine andere Besonderheit bei Versatzbeträgen existiert im Arbeitsgebiet von MACKENBACH (2001) im nördlichen Saargau. Es handelt sich um zwei Störungslinien ohne kartierbaren vertikalen Versatz. MACKENBACH ermittelte dort ein wechselndes Ausmaß von Ablaugung.

Entlang von zwei schmalen, 1,2 km und (mindestens) 1,7 km langen Zonen ist das Sulfatlager im Mittleren Muschelkalk (höhere Gipsmergel, mm1) weggelöst. Daraus resultierten zwei 128 bis 135° streichende „Talzüge“ in der Schichtlagerungskarte. Bezugshorizont war das stratigraphische Niveau mm1/mm2 (Basis Linguladolomit). Die strukturellen Tiefenzonen fallen näherungsweise mit heutigen Nebentälchen der Mosel zusammen. Es sind die Bachrisse des Kolbersgrunds und des Nassentals südlich von Temmels. Ein vertikaler Gebirgsversatz entlang dieser Linien fehlt. Wahrscheinlich haben dort zwei Nordwest-Südost-Zonen mit besonders dicht gescharter Klüftung eine stärkere Zerrüttung, erosive Eintiefung und unterirdische Sulfatlösung durch das zirkulierende Grundwasser bewirkt. In den Klüftrosen der näheren Umgebung verläuft die Hauptklüfttrichtung parallel dazu, in Nordwest-Südost-Richtung. Etwas weiter südöstlich ist von MACKENBACH auch eine 132°-streichende Nordwest-Südost-Querstörung mit einem Vertikalversatz von 18 m verzeichnet worden. Diese bildet die strukturelle Südwest-Grenze einer auffälligen Horststruktur. Im selben Bereich hatte schon GÜDEMANN (1982) ein lang gestrecktes, 135°-streichendes Linear verzeichnet, das auf den nördöstlichen Stadtbereich von Grevenmacher zuläuft. Es war aus Satelliten- und Luftbild-Auswertungen abgeleitet worden.

Ob sich in der geschilderten Querklüftung und Querstörung bloß junge Resultate der aktuellen Dehnungsbeanspruchung in Nordost-Südwest-Richtung abbilden oder ob

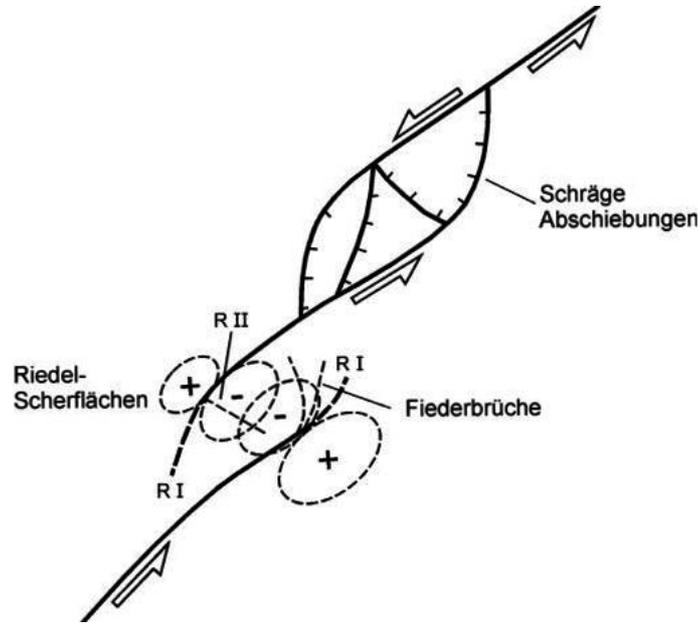


Abb. 57: Fortschreitende Herausbildung (von links unten nach rechts oben) divergenter Verbindungsstrukturen (linkstretend) in einem Bereich sinistraler Transtension (spiegelverkehrter und etwas rotierter Ausschnitt aus einer Darstellung von EISBACHER 1996).

es sich um neuzeitlich reaktivierte Spurlinien eines älteren Deformationsereignisses handelt, soll später erörtert werden (Teil III).

6.3.2. Auffiedern von Verwerfungen

Fiederbrüche im Teilgebiet VI von BERNERS (1985b; Abb. 47) wurden von ihm auch als typisch für dextrale Bewegungen an zwei Großstörungen gewertet (S. 253). Ursächlich seien Scherspannungen an den horizontal mobilen Verwerfungen gewesen.

Diese Deutung ist jedoch problematisch. Die Fiederbrüche fächern nach Südwesten hin auf und sind nach Nordwesten hin konvex gebogen. Mechanisch zu erwarten gewesen wäre eine umgekehrt ausgerichtete Auffächerung (vgl. Abb. 57 und 58). Zudem setzen die angeblichen Fiederbrüche nach Nordwesten hin ab, im Gegensatz zu den beiden südostabsetzenden Großstörungen. Ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang ist somit wenig wahrscheinlich. Infolgedessen ist auch die dextrale kinematische Bewertung des Bereichs entlang der Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig problematisch.

Weitere Fiederstörungen wurden von BERNERS im Inneren des Mondorfer Schmalgrabens angeführt (vgl. Abb. 47: Teilgebiet I). Rein geometrisch passen diese zu einer transtensiven dextralen Horizontalbewegung (Abb. 58). Dies würde dann auch bedeuten, dass es sich bei der sehr lang gestreckten Rautenscholle zwischen Erpeldange im Nordosten und Rodemack im Südwesten um einen Pull-apart-Graben handelt. Diese Möglichkeit wird nachfolgend in Kap. 6.3.3. diskutiert.

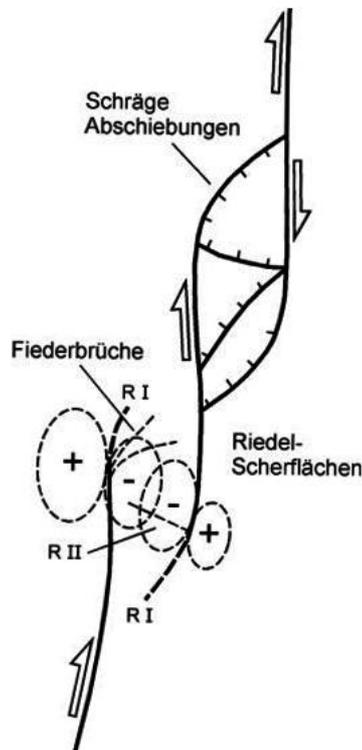


Abb. 58: Fortschreitende Herausbildung von dextralen divergenten Verbindungsstrukturen (rechtstretend; rotierter Ausschnitt aus einer Darstellung von EISBACHER 1996).

Im südlichen Saargau verläuft der „Freudenburger Sprung“ (SCHNEIDER 1982). Sein maximaler Vertikalversatz beträgt 110 m. Abschnittsweise variiert die Streichrichtung. Der das Leukbachtal querende lange Teilabschnitt südwestlich von Freudenberg streicht etwa 45° (diagonal). In diesem Teil laufen mehrere leicht gebogene NNE-SSW-Störungen spitzwinklig auf den Freudenburger Sprung zu. Ein fächerartiges Auffiedern zeigt sich im Kartenbild allerdings nicht. Falls es sich um vertikaltektonisch betonte Riedelflächen handeln sollte, so entspricht die geometrische Anordnung der einer sinistralen Horizontalbewegung. Unklar ist allerdings, ob es sich bei diesen Kleinstörungen wirklich um Fiederbrüche handelt. Es könnte sich darin lediglich die Westflanke der alt angelegten rheinischen Saargauer Grabenzone abbilden (Teil III).

6.3.3. Mögliche Pull-apart-Gräben

Eine große, flach rautenförmige Tiefstruktur erstreckt sich im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet zwischen Erpeldange und Rodemack (Abb. 47: bei Mondorf). Im folgenden soll diskutiert werden, ob es sich dabei um einen Pull-apart-Graben handeln kann. Angesichts der Eintragungen von BERNERS (1985b) zum horizontalen Verschie-

bungssinn müsste es sich um eine rechtstretende divergente Verbindungsstruktur handeln. Diese würde zwei dextrale Nordost-Südwest verlaufende Blattverschiebungen verknüpfen. Die Bewegung der Horizontalverschiebung müsste dann von der diagonalen Störungslinie im Südosten zu der im Nordwesten übergegangen sein.

Zwei Argumente sprechen gegen diese Gesamtdeutung. Die südöstliche der beiden Hauptstörungen setzt sich nördlich des Darstellungsgebietes von Abb. 47 nicht mehr weit fort. Auf dem Anschlussblatt Grevenmacher (HOYER 1973) fehlt eine solche Störung. Offenbar ließ sich dort keine Störungslinie mit vertikalem Versatz auskartieren. Theoretisch könnte dort trotzdem eine Blattverschiebung existieren. Dann wäre es aber ungewöhnlich, dass sie nicht vertikalktektonisch nachgezeichnet worden ist. Angesichts der jungen Hebungsbewegungen in dieser Region wäre dies zu erwarten gewesen. Auch passen Art und Form des südwestlichen Grabenabschnittes nicht zum Modell einer dextralen Pull-apart-Struktur (Abb. 58). Die südöstliche Störung bildet keine (bogenförmige) Verbindung zur Störung im Westen aus. Auch sind an ihr nicht die relativ hohen Vertikalversätze entwickelt, wie sie in dieser Position zu erwarten wären. Solche treten stattdessen mit 100 bis 115 m im Nordwesten auf. Die Gegenstörung hat nur 5 m Versatz und läuft nach Südwesten hin aus. Diese Relationen passen nicht zu einem dextralen Pull-apart-Graben.

Bei der weiteren Suche nach potentiellen Pull-apart-Strukturen fällt vor allem die kleine, tief abgesenkte Spezialscholle im Bereich des Moselschmalgrabens ins Auge (Detailgebiet IV in Abb. 56). BERNERS (1985b) notierte dazu, dass sie durch Bohrungen im Moseltal bei Schwebsange-Wintrange nachgewiesen worden sei. In Abb. 56 lässt sich eine maximale Absetzung von 55 m ablesen, und zwar an der sehr lang gestreckten Nord-Süd-Störung, die sich nach Norden noch bis nach Stadtbredimus verfolgen lässt. In der von BERNERS (1985b) erstellten Abbildung ist die Spezialscholle im Moselschmalgraben kleiner eingetragen als in der vorhergehenden GK 25 (BERNERS 1985a). Die vermutete Nordstörung ist nunmehr südlicher verzeichnet.

Bei diesem abgesunkenen rautenförmigen Krustenfeld handelt es sich möglicherweise um einen Pull-apart-Graben. BERNERS (1985b) ging davon aus, dass für diese „kleine, tief abgesunkene Tiefscholle eine Dehnungstektonik (W-Rand der Siercker Schwelle) verantwortlich“ sei (S. 252). Dabei bezog er sich wohl auf die schon in Kap. 6.3.1. erwähnten Versätze der älteren Diagonalstörungen durch junge Nordwest-Südost-Querstörungen und auf die fluvialmorphologischen Ergebnisse, die Hebung anzeigen (Kap. 5.1.). Ebenso gut könnte es sich aber auch um eine ältere Senkungsstruktur handeln, die bei einem anderen, transtensiven Beanspruchungsmuster entstanden ist. Nach dem regionalen Störungsmuster und in Übertragung der Resultate aus der nordwestlichen Trierer Bucht (DITTRICH 2008, 2009) kämen dafür zwei verschiedene Szenarien in Frage. Danach könnte es sich um eine Verbindungsstruktur zwischen sinistralen diagonalen Blattverschiebungen handeln oder aber um eine Verbindungsstruktur zwischen dextralen rheinischen Blattverschiebungen. Die jeweilige Plausibilität der beiden Szenarien wird in Teil III abgewogen werden.

Ähnlich wie in der nordwestlichen Südeifel, im Großraum Oberweis (DITTRICH 2009), treten im nördlichen und mittleren Saargau mehrere Grabenstrukturen auf, die eventuell als ehemalige Pull-apart-Gräben gedeutet werden könnten. Typisch dafür sind auffällig bogig geformte Randstörungen. Von besonderem Interesse sind bogige Störungslinien, die außerdem noch südostwärts gerichtete Vertikalversätze zeigen. Eine derartige Versatzrichtung ist gegensinnig zum Generaleinfallen am West- bzw. Nordwestrand des Hunsrücks orientiert. Insbesondere bei den neueren Kartierungen RÖßLE (1997), THEBINGBUß (2000) und MACKENBACH (2001) sind solche antithetischen Bogenstörungen

ausgehalten worden. Ein schertektonisches Konzept mit der Möglichkeit von Pull-apart-Gräben hatte bei der Ausarbeitung der genannten Geologischen Karten keine Rolle gespielt. Dasselbe gilt für die Arbeit BAUMANN (1964) im südlichen Anschlussgebiet, wo ebenfalls merkwürdige bogige Bruchstrukturen auskartiert worden sind.

Zusammen mit den jeweiligen Gegenstörungen formieren sich mehr oder weniger deutliche Grabenstrukturen. Die Gesamtrichtung dieser Gräben läuft etwa Nordost-Südwest, ist im großen und ganzen also nach dem diagonalen Richtungssystem orientiert. Insofern können sich in den südostabsetzenden Störungen nicht die ostabsetzenden Randbrüche der dort durchziehenden rheinischen Saargauer Grabenzone abbilden. Auch handelt es sich bei den betreffenden Gräben nicht unbedingt um normale Schmalgräben. Solche sind üblicherweise stark asymmetrisch ausgebildet, da sie sich entlang von großen, sehr tief reichenden vertikaltektonischen Störungslinien gruppieren. Die hier diskutierten Gräben hingegen sind streckenweise nahezu symmetrisch ausgebildet. Am Schmalgraben von Wincheringen beispielsweise erscheinen im Norden in etwa gleich hohe Versatzbeträge an den Randstörungen (Kap. 5.3.).

Auffällig sind weiterhin wiederholte Richtungsschwankungen dieser Störungslinien. RÖBLE (1997) betonte in ihren Darlegungen ausdrücklich, dass die Südost-absetzende Hauptstörung Wincheringen-Söst hintereinander mehrere Richtungen durchläuft. Ein etwas „schlingernder“ Verlauf ergibt sich auch für den Tawerner Sprung zwischen Onsdorf und nördlich Tawern. Die westwärtige Ausbuchtung bei der Merten-Mühle hat allerdings zumindest teilweise morphologische Gründe, da im Albach-Tal tiefere Abschnitte der westwärts geneigten Störungsfläche ausstreichen. Die nordwestliche Gegenstörung des Tawerner Sprungs ist von PETERS (1985) – im Widerspruch zu seiner Geologischen Karte – fehlerhaft verzeichnet. Ihre ungewöhnliche gegensinnige Versatzrichtung war darin noch nicht realisiert worden. Diese wurde dann jedoch durch die Nachbarkartierung MACKENBACH (2001) bekräftigt. Auch die weiter westlich gelegene Störungslinie bei Köllig und Nittel verläuft deutlich geschwungen, ohne dass dies durch die Geländemorphologie (Höhe des Störungsflächen-Ausbisses) bedingt sein kann. Offenbar ist auch hier mehr als ein Richtungssystem nachgezeichnet worden.

Noch sind nicht alle Verlaufsstörungen der Saargau-Bruchlinien schlüssig zu erklären. In wieweit sich darin auch Scherzonen, horizontale Versätze und Randstörungen von Pull-apart-Gräben dokumentieren, wird noch zu prüfen sein. Wahrscheinlich haben mehrere aufeinanderfolgende Deformationsakte das heutige Störungsmuster stark kompliziert (Teil III).

Im heutigen Störungsmuster des Nord-Saargaus ist keine in sich geschlossene typische Pull-apart-Struktur zu entdecken. Im mittleren Saargau hingegen steht der bogig entwickelte Schmalgraben von Wincheringen im Verdacht, ein Pull-apart-Graben zu sein. Nach dem Verlauf der Randbrüche ist noch nicht zu entscheiden, ob es sich um eine sinistrale oder aber um eine dextrale Verbindungsstruktur handelt. Eventuell sind es sogar zwei hintereinandergeschaltete Verbindungsstrukturen. In diesem Falle müsste im inneren Teil bei Helfant entweder eine Nordost-Südwest streichende oder aber eine Nord-Süd ausgerichtete Scherfuge existieren, die bislang nicht erkannt wurde. Morphologisch wären beide Varianten plausibel, da in beiden Richtungen von Helfant aus Taleinschnitte verlaufen, die Zerrüttungszonen nachzeichnen könnten. Allerdings sind im Umfeld des Schmalgrabens zunächst keine staffelförmig (en-echelon) angeordneten längeren Störungslinien zu erkennen, die durch die Grabenstruktur horizontaltektonisch verbunden würden. Eine dritte Möglichkeit ist schließlich die, dass die Gesamtstruktur des Schmalgrabens von Wincheringen eine „künstliche“ Tiefstruktur ist, welche keine einheitliche Genese hat, sondern bloß Einbrüche verschiedener Richtungssysteme

im Kartenbild kombiniert. Rheinische, diagonale und auch variszische rupturale Vorzeichnungen könnten hier eine komplexe Grabenstruktur erzeugt haben. Die im Untergrund durchziehenden Senkungszone der Saargauer Grabenzone und des Grabens von Thionville könnten diese begünstigt haben.

6.3.4. Hinweise durch Faltenstrukturen

Interessant für tektonische Ausdeutungen sind nicht nur die Verwerfungen sondern auch Falten. Solche Strukturen erscheinen in sehr unterschiedlichen Größenordnungen. Mittlere Falten liegen im Bereich von einigen Zehner Metern bis einigen Hundert Metern. Derartige Schichtverbiegungen wie auch kleinmaßstäbliche Fältelungen im cm- bis m-Bereich sind bereits in den Kapiteln 6.1.1., 6.1.2. und 6.1.4. beschrieben worden. Große, kilometerbreite Aufwölbungszone innerhalb des Deckgebirges finden sich im Bereich der Schwelle von Blaschette-Born und der Siercker Schwelle.

Ein „Siercker Sattel“ ist schon von Lucius (1948) beschrieben worden. Es handelt sich um eine weitgespannte variszisch streichende Aufwölbungszone des – seinerseits sattelförmig lagernden – unterdevonischen Taunusquarzits und seinem triassischen Oberbau aus (Buntsandstein- und) Muschelkalk-Abfolgen.

Der ebenfalls variszisch streichende „Sattel von Born“ (Lucius 1948) im Norden, im Untersauer-Gebiet, legt in seinem Kernbereich Oberen Buntsandstein frei. Im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet ist er noch einfach ausgebildet. Das Maximum der Schichtkulmination ist knapp südlich der Borner Mühle zu lokalisieren (Abb. 38). Von dort zieht es noch gut 2 km nach Südwesten in Richtung Mompach. In der weiteren Südwest-Fortsetzung löst sich die prägnante Achse dieser Struktur auf, in kleine, recht irregulär verlaufende Spezialstrukturen.

Dies entspricht dem generellen Deformationsstil dieser Region. Die Schichtlagerung ist hier komplizierter als in nördlichen, westlichen und südwestlichen Teilen der Trier-Luxemburger Bucht. Generell ist zu beobachten, dass nordwestlich von Wasserbillig, also im Südost- und Mittelteil des luxemburgischen GK 25-Blattes Echternach, eine verwirrende Vielfalt von wechselnden Schichtkulminationen und -einmüldungen geringer Breite (wenige 100 m) existiert. Dabei kommt es auch vor, dass in einer bruchtektonisch umgrenzten Scholle mehrere Achsen (Sattel- und Muldenachsen) nebeneinander ausgeprägt sind.

Ein Beispiel dafür ist der Berg Laangfur östlich von Manternach, der überwiegend aus einer etwa 50°-streichenden sattelartigen Aufwölbung besteht. Am Nordwesthang des Laangfurs geht die Schichtaufwölbung jedoch in eine Einmüldung über. Goos (1965) bezeichnete solche Strukturen im Gebiet zwischen Syr und Mosel, südwestlich von Mertert, als „Beulen“. Dies seien sehr flache längliche sattelähnliche Aufwölbungen bzw. muldenähnliche Einbeulungen. Die jeweiligen Längsachsen fallen nach Goos unter sehr kleinen Winkeln – maximal 3° – nach NNE oder SSW ein. Im Falle der Muldenachse am Nordwesthang des Laangfurs könnte auch Ablaugungstektonik zur Deutung herangezogen werden. Das Syr-Tal ist nahe und das gipsreiche Niveau im höheren Mittleren Muschelkalk liegt nicht weit unterhalb der Geländeoberfläche. Anders in der nordöstlichen Fortsetzung der Laangfur-Sattel- und -Muldenachse. Südwestlich von Moersdorf sind ebenfalls beide Achsen innerhalb einer einzigen bruchtektonisch umgrenzten Scholle entwickelt. Die Muldenstruktur am Haereboesch (Abb. 38) liegt dort jedoch weit abseits von morphologischen Eintalungen und Vorflutern; Mittelkeuper steht dort an. Ablaugungstektonik mit weiträumigen Auswirkungen ist unwahrscheinlich. Die dortigen Schichtverbiegungen mit Spannbreiten im Hundert-Meter-Bereich müssen anders erklärt werden.

Das Deutungskonzept bei DITTRICH (1989) war damals ausschließlich von Vertikal- und Dehnungstektonik ausgegangen (vgl. DITTRICH 2008: Kap. 2.). Nach diesem Konzept würde im Grenzbereich zwischen der Sattel- und der Muldenachse eine weitere, bisher unkartierte Abschiebungslinie vermutet werden. Diese wäre dann im bruchhaft reagierenden spröden Untergrund aus Buntsandstein und Unterem Muschelkalk noch deutlich ausgeprägt. Im mergelreichen höheren Teil der Schichtenfolge wäre sie nur noch als Flexurzone entwickelt. Prinzipiell ist ein solches Deutungskonzept schlüssig, da es durch zahlreiche Geländebeobachtungen in der Trier-Luxemburger Bucht gestützt wird (DITTRICH et al. 1997: Abb. 7; JANTOS et al. 2000). Angesichts der in den vorhergehenden Kapiteln aufgezählten vielfältigen Hinweise auf massive Kompression im südöstlichen Teil der Trier-Luxemburger Bucht ist nun jedoch auch ein Faltenwurf aufgrund von Einengung plausibel. Die betreffenden Achsen der Region Grevenmacher–Wasserbillig–Mompach–Manternach streichen 30 bis 50°. Dasselbe gilt für die Achsen kleinerer Falten (Kap. 6.1.2.). Möglicherweise gehen diese Strukturen auf eine Nordwest-Südost gerichtete Einengung zurück (Teil III).

Schriften

- ANDRZEJEWSKI, A. & DITTRICH, D. (1983): Carte Géologique du Luxembourg 1 : 25.000. Feuille No 8 Mersch. (Service Géologique) Luxembourg.
- BAUMANN, A. (1964): Geologische Neukartierung der Triasschichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel (Saarburg–Kollesleuken–Wincheringen–Palzem). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 61 S., 37 Abb., 7 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- BAUMANN, H. & ILLIES, J. H. (1983): Stress Field and Strain Release in the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K. & VON Gehlen, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 187-197, 5 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- BERNERS, H.-P. (1985a): Carte Géologique du Luxembourg 1 : 25.000. Feuille No 13, Remich. (Service Géologique) Luxembourg.
- (1985b): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen mesokänozoischer 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.
- BINTZ, J. & MAQUIL, R. (1992): Carte géologique générale du Grand-Duché de Luxembourg 1 : 100.000. 3. Auflage, (Service Géologique) Luxembourg.
- COUREL, L. & DEMONFAUCON, A. & MULLER, A. (1984): Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bul., **12**, S. 3-24, 8 Abb., Luxembourg.
- DEMONFAUCON, A. (1982): Le Muschelkalk supérieur de la vallée de la Moselle/Grand-Duché de Luxembourg. Thèse 3e cycle, Université de Dijon, 206 S., 82 Abb., 4 Taf., Dijon.
- 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.
- (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000 Blatt Nr. 11 Grevenmacher und Blatt Nr. 13 Remich. – Publ. Serv. Géol. Lux. Bul., **16**, 51 S., 3 Abb., 2 Tab., Luxembourg.

- (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 69-104, 9 Abb., Mainz.
 - (2006+2009): Fünf- und zweitägige Revisionskartierung im Raum Fusenich–Grewenich–Trierweiler–Sirzenich. Arbeitsbericht LGB, Mskrt., 22 S. + 8 S., 2 Anl., Mainz. – [unveröff.].
 - (2009): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – Mainzer geowiss. Mitt., **37**, S. 77-128, 17 Abb., Mainz.
 - (2011): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **38**, S. 7-86, 36 Abb., Mainz.
 - (in Vorb. a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil III. – Mainzer geowiss. Mitt., **40**, Mainz.
 - (in Vorb. b): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schriftenreihe dt. geowiss. Ges., Hannover.
- 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. mit Beiträgen von GAD, J., SCHÄFER, P. und WEIDENFELLER, M. (2011): Geologische Karte der Trierer Bucht 1 : 50 000. Erläuterungen 70 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Beil., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- DITTRICH, D. & STETS, J. (2008): Rotliegend-Vorkommen auf der Hunsrück-Scholle im Trierer Stadtgebiet. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 45-68, 4 Abb., 1 Tab. i. Anh., Mainz.
- DRAMIS, F. & BLUMETTI, A. M. (2005): Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. – Tectonophysics, **408**, S. 177-199, 6 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- DRESEN, G. (1979): Zur Geologie der Umgebung von Taben/Saar unter besonderer Berücksichtigung des kleintektonischen Gefüges im variscisch geprägten Sockel (SW-Hunsrück/Rheinisches Schiefergebirge). Diplomarbeit Univ. Bonn, 95 S., zahlr. Abb., 1 Kte., 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.
- FUCHS, K. & GEHLEN, K. VON & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (1983): Epilogue: Mode and mechanism of Rhenish Plateau Uplift. – In: FUCHS, K. & GEHLEN, K. VON & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 405-411, (Springer) Berlin, Heidelberg.
- GITTINGER, K. (1964): Geologische Kartierung der Triassschichten zwischen Saar (Saarburg-Könen) und Mosel (Timmels-Nittel). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 72 S., 25 Abb., 3 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- GOOS, H. O. K. (1965): Geologische Kartierung der Triassschichten (Muschelkalk, Keuper) zwischen Syr und Mosel (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 53 S., 28 Abb., 4 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- GREBE, H. (1880 – 1892): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25.000.

- Blatt Trier Nr. 6205, Erläuterungen 30 S.,
Blatt Wincheringen Nr. 6304, Erläuterungen 12 S.,
Blatt Saarburg Nr. 6305, Erläuterungen 14 S.,
Blatt Kirf (Beuren) Nr. 6404, Erläuterungen 12 S.,
Blatt Freudenburg Nr. 6405, Erläuterungen 17 S.,
Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- GREINER, G. (1978): Spannungen in der Erdkruste – Bestimmung und Interpretation am Beispiel von in-situ-Messungen im süddeutschen Raum. Diss. Univ. Karlsruhe, 198 S., Karlsruhe.
- GÜDEMANN, R. (1982): Geologisch-felsmechanische Untersuchungen im Untertagebetrieb der Trierer Kalk-, Dolomit- und Zementwerke GmbH, Wellen/Obere Mosel. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**, S. 159-211, 43 Abb., 7 Tab., Mainz.
- GUILLAUME, L. (1941): Contribution à la stratigraphie et à la tectonique du Lias dans la Région de Thionville. Le „Fossé des Thionville“. – Bull. Soc. Géol. France, **11**, S. 35-73, 2 Abb., 1 Taf., Paris.
- HAUDE, R. (1967): Geologische Kartierung. Der Muschelkalk und Keuper im Gebiet zwischen Ehen (Mosel) und Canach in Luxemburg. Diplomarbeit Univ. Tübingen. – [unveröff.].
- HEITEL, H. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg) und Mosel (Wincheringen-Nittel). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 47 S., 18 Abb., 3 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- HOHAGE, K. (1996): Faziesanalyse im Mittleren und Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper der Bohrung Wasserbillig (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Freiburg, 65 S. + 3 S. im Anh., 14 Abb., 2 Tab., 17 Taf., Freiburg. – [unveröff.].
- HOYER, M. von (1967): Geologische Kartierung der Trias zwischen Remich und Siercles-Bains (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen. – [unveröff.].
- (1973): Carte Géologique du Luxembourg 1 : 25.000. Feuille No 11, Grevenmacher. (Service Géologique) Luxembourg.
- 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., 32 Abb., 2 Anl., 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.
- KONZAN, H. P. (1995): Geologische Karte des Saarlandes 1 : 25 000, Blatt 6504 Perl, (Landesamt für Umweltschutz) Saarbrücken.
- KONZAN, H. P. & MÜLLER, E. M. & MIHM, A. (1981): Geologische Karte des Saarlandes 1 : 50 000, (Geologisches Landesamt) Saarbrücken.
- KONZAN, H. P. & MÜLLER, E. M. (1989): Geologische Übersicht 1 : 100 000 zur Hydrogeologischen Karte des Saarlandes, (Geologisches Landesamt) Saarbrücken.
- KULKE, H. (1963): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Palzem-Nennig (Mosel) und dem oberen Leukbachtal (bei Orscholz, Saar). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 51 S., 22 Abb., 4 Anl., Tübingen. – [unveröff.].

- 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., Mainz.
- LIEDTKE (1969): Grundzüge und Probleme der Entwicklung der Oberflächenformen des Saarlandes und seiner Umgebung. – Forsch. deutsch. Landeskd., **183**, S. 1-59, 8 Abb., 1 Kte., Bonn.
- LUCIUS, M. (1947) (mit Beiträgen von P. BLESER): Carte Géologique du Luxembourg 1 : 25.000. Feuille No. 2, Remich. (Service Géologique) Luxembourg.
- (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – Publ. Serv. Géol. Lux., **5**, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Luxembourg.
- (1959): Hydrogéologie de l'eau minérale carbo-gazeuse dite „Source de Rosport“. – Revue Technique Luxembourgeoise, **51**, No. 4, S. 203-207, Luxembourg.
- MACKENBACH, M. (2001): Geologische Kartierung auf Blatt 6304 Wincheringen, zwischen Wellen, Temmels und Fellerich, südliche Trier-Bitburger Bucht (Saargau). Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S. + Anh., 23 Abb., 1 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- MÄLZER, H. & HEIN, G. & ZIPPELT, K. (1983): Height changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 164-176, 6 Abb., 1 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- NEUMANN-REDLIN, CHR. (1966): Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) an der oberen Mosel zwischen Ehnem-Beyren-Flaxweiler-Overdonven-Ahn (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 42 S., Tübingen. – [unveröff.].
- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins. Diplomarbeit Univ. Bonn, 142 S., 62 Abb., 1 Taf., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1989): The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. 3. Aufl., 700 S., (Academic Press) London.
- RATZKE, B. (1986): Beiträge zur Geologie am südwestlichen Hunsrückrand bei Saarbürg unter besonderer Berücksichtigung der Permotrias. Diplomarbeit Univ. Bonn, 142 S., 62 Abb., 1 Taf., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RÖBLE, S. (1997): Geologische Kartierung auf Blatt Wincheringen (TK 6304), südliche Trier-Bitburger Bucht (Saargau). Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk der Trier-Bitburger Bucht. Diplomarbeit und -kartierung Univ. Bonn, 132 S., Bonn. – [unveröff.].
- 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.].
- SCHNEIDER, St. (1982): Zur Geologie von Grund- und Deckgebirge in der Umgebung von Freudenburg/Saar unter besonderer Berücksichtigung des Schrägschichtungsgefüges im Mittleren Buntsandstein. Diplomarbeit Univ. Bonn, 104 S., 37 Abb., 2 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Temmels-Konzerbrück) und Saar (Könen-Mündung). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- SCHWARZ, H.-U. & KILFITT, F.-W. (2008): Confluence and intersection of interacting conjugate faults: A new concept based on analogue experiments. – Journal of Structural Geology, **30**, S. 1126-1137, 13 Abb., 1 Tab., (Elsevier) Amsterdam.

- SPANNBRUCKER, K. (1982): Zur Geologie der Umgebung von Trassem und Kastel-Staadt (Kreis Trier-Saarburg, Rheinisches Schiefergebirge) unter besonderer Berücksichtigung der postvariscischen Entwicklung. Diplomarbeit Univ. Bonn, 100 S., 48 Abb., 8 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- STETS, J. (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1 : 50 000. Erläuterungen 82 S., 7 Abb., 1 Anl., (Landesamt für Geologie und Bergbau) Mainz.
- THEBINGBUß, N. (2000): Geologische Kartierung im südlichen Bereich der Trier-Bitburger Bucht im Raum Nittel, Onsdorf (Saargau) (Blatt 6304 Wincheringen). Diplomkartierung Univ. Bonn, 38 S. + Anh., 19 Abb., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- WEIDENFELLER, M. & LÖHR, H. & WEILER, H. (2004): Quartärgeologie, Hydrogeologie und Geoarchäologie in den Tälern von Mosel und unterer Saar (Exkursion G am 16. April 2004). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **86**, S. 203-235, 16 Abb., 6 Tab., Stuttgart.
- WAGNER, G. H. (1957): Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. Diss. Univ Bonn, Bonn.
- (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. – Geol. Rundschau, **56**, S. 906-913, 2 Abb., Stuttgart.
- WAGNER, W. (1984): Das Dolomitvorkommen der Trier-Bitburger Triasbucht als Lagerstätte der Hartsteinindustrie. – Z. deutsch. geol. Ges., **135**, S. 473-489, 8 Abb., 1 Taf., Hannover.
- (1987): Kalk- und Dolomitlagerstätten in Rheinland-Pfalz, die Vorkommen der Trias und des Permokarbons. Diss. Univ. Trier, 236 + V S., Trier.
- WAGNER, W. & NEGENDANK, J. F. W. & FUCHS, G. & MITTMEYER, 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.
- ZELLER, M. (1966): Die Trias und der untere Jura zwischen Rosport und Echternach in Luxemburg. Diplomarbeit F.U. Berlin, 79 S., Berlin. – [unveröff.].
- ZITZMANN, A. (1979) (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 7102, Saarbrücken, (B.G.R.) Hannover.
- ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 6302, Trier, (B.G.R.) Hannover.

Anschrift der Autorin:
Dr. DORIS DITTRICH,
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,
Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz;
E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de

Manuskript eingegangen am 30.4.2012

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