

## **Geologische Profilaufnahme im Installationsgraben der Gasfernleitung zwischen Dorsel/Eifel und Wickenrodt/Hunsrück (Rheinland-Pfalz)**

HASSAN ELKHOLY

**Kurzfassung:** Mit den Tiefbauarbeiten im Rahmen der Neuverlegung einer Gasfernleitung wurde in den Frühjahrs- und Sommermonaten 1999 ein ausgedehntes Profil im variskischen Sockel des zentralen und südlichen Rheinischen Schiefergebirges der geologischen Betrachtung zugänglich.

In der ca. 3 m tiefen, über rund 80 km Länge weitgehend quer zum Generalstreichen verlaufenden Grabentrasse wurden die variskisch deformierten Sedimentgesteine des unterdevonischen Grundgebirges hinsichtlich ihrer stratigraphischen und tektonischen Eigenheiten aufgenommen und zur Konstruktion eines geologischen Profilschnittes ausgewertet. Von Nordwesten nach Südosten konnten die im Bereich der Westeifel, der Moselmulde und des Hunsrücks erschlossenen Gesteinsverbände als drei Profilschnitte den faziell und tektonisch typisch geprägten Baueinheiten des Rheinischen Schiefergebirges zugeordnet werden.

In der stratigraphischen Abfolge überwiegen Schichten der Unter- und Oberemmsstufe. Untergeordnet treten Gesteine der Siegen-Stufe im Kernbereich des Manderscheid-Antiklinoriums und an der Nordflanke der Moselmulde zu Tage, vom paläogeographischen Muster bestimmt in jeweils unterschiedlicher Lithofazies.

Die gesamte Abfolge unterdevonischer Schichtverbände ist charakterisiert durch intensiven Faltenbau und mehr oder weniger starke Störungstektonik, von Norden nach Süden insgesamt gekennzeichnet durch zunehmende Komplexität und stratigraphische Bedeutung.

**Abstract:** By the excavations for the installation of a new gas-pipeline in spring and summer 1999 a large profile across the central and southern parts of the Rhenish Massif became available.

In the trench line, about 3 m deep, trending perpendicular to the general strike direction, sedimentary rocks of mainly Lower Devonian age have been investigated between Dorsel/Eifel Hills and the Hunsrück area with regard to stratigraphic and tectonic elements. The data have been evaluated to build up a geologic profile of approximately 80 km an length.

From NW to SE the rock sequences of the Eifel Hills, the Mosel-syncline and the Hunsrück area can be correlated with facies and tectonic units of the Rhenish Massif.

The stratigraphic sequence is dominated by lower and upper Emsian beds. Older rocks of Siegenian age and of variable lithologic facies are rare. They locally occur in the core of the Manderscheid Anticline and the northern flank of the Mosel-Syncline, depending on their paleographic position in the rhenish basin.

The whole sequence of Lower Devonian rocks is characterised by intensive folding and fault tectonics which increase from North to South in complexity and stratigraphic relevance.

**Inhalt**

1. Einleitung
2. Regionale Abgrenzung und geologischer Rahmen
3. Die stratigraphische Abfolge
  - 3.1. Abschnitt Nord (Westeifel)
    - 3.1.1. Obere Siegen-Stufe (Herdorf-Unterstufe)
      - Saxler-Schichten
    - 3.1.2. Unterems-Stufe
      - 3.1.2.1. Ulmen-Unterstufe
        - Eckfeld-Schichten
        - Reudelsterz-Schichten
      - 3.1.2.2. Singhofen- bis Vallendar-Unterstufe
        - Stadtfeld Schichten
        - Klerf-Schichten
    - 3.1.3. Oberems- bis untere Eifel-Stufe
  - 3.2. Abschnitt Mitte (Moselmulde)
    - 3.2.1. Siegen- bis Unterems-Stufe (Ulmen-Unterstufe)
      - Hunsrückschiefer (sensu lato)
    - 3.2.2. Unterems-Stufe (ohne Ulmen-Unterstufe)
      - 3.2.2.1. Singhofen-Unterstufe
        - Cochem-Schichten
      - 3.2.2.2. Vallendar-Unterstufe
        - Gladbach-Schichten
        - Klerf-Schichten
    - 3.2.3. Oberems-Stufe
      - 3.2.3.1. Lahnstein-Unterstufe
        - Emsquarzit
        - Flussbach-Schichten
      - 3.2.3.2. Laubach-Unterstufe
        - Höllenthal-Schichten
      - 3.2.3.3. Kondel-Unterstufe
        - Flaserschiefer
        - Kieselgallenschiefer
  - 3.3. Abschnitt Süd (Hunsrück)
    - 3.3.1. Siegen-Stufe
      - 3.3.1.1. Herdorf-Unterstufe
        - Taunusquarzit, Dhrontal-Schichten
      - 3.3.2. Unterems (Ulmen- bis Singhofen-Unterstufe in Hunsrückschiefer-Fazies)
        - 3.3.2.1. Ulmen-Unterstufe (Hunsrückschiefer sensu stricto)
          - Zerf-Schichten / Zerfer Fazies
          - Kaub-Schichten / Kauber Fazies
4. Tektonik
  - 4.1. Vorbemerkungen
  - 4.2. Faltenbau, Schieferung und Vergenzverhältnisse
    - 4.2.1. Abschnitt Nord (Westeifel)
    - 4.2.2. Abschnitt Mitte (Moselmulde)
    - 4.4.3. Abschnitt Süd (Hunsrück)
  - 4.3. Störungen
    - 4.3.1. Abschnitt Nord (Westeifel)

- 4.3.2. Abschnitt Mitte (Moselmulde)
- 4.3.3. Abschnitt Süd (Hunsrück)
- 5. Fossilien
- 6. Bilanz und Ausblick
- 7. Geologische Profile  
Schriften

## 1. Einleitung

Mit den im Rahmen der Neuverlegung einer kontinentalen Gas-Fernleitung einhergehenden Tiefbauarbeiten ergab sich in den Frühjahrs- und Sommermonaten 1999 die Möglichkeit, im Teilabschnitt zwischen Dorsel/Eifel (im südlichen Anschluss an die Landesgrenze Nordrhein-Westfalen–Rheinland-Pfalz) und Wickenrodt/Hunsrück (s. Abb. 1) über eine Strecke von knapp 80 km die Geologie des devonischen Grundgebirges in Augenschein zu nehmen. Als besonders vorteilhaft für die geologische Aufnahme erwies sich dabei der überwiegend querschlägig zum Streichen der variskischen Strukturen gerichtete Trassenverlauf. Damit eröffnet sich von Nordwesten nach Südosten nicht nur ein vielschichtiger Querschnitt durch die stratigraphische Bandbreite des variskischen Sockels des Rheinischen Schiefergebirges sondern auch Einblick in die jeweilige Ausbildung verschiedener Faziesbereiche (Abb. 3).

In Abhängigkeit von der Geländemorphologie (junge Erosionsbildungen) durchläuft der etwa 3 Meter tiefe Leitungsgraben zwar weite Bereiche, in denen die känozoische Überdeckung (vor allem Schutt- und Verwitterungsbildungen, lokal Reste von Terrassenaufschüttungen, quartäre Vulkanite und Löß-Ablagerungen) nicht durchteuft wird, dennoch ließen sich – wenn mitunter auch nur lückenhaft – wertvolle Daten zur Struk-



Abb. 1: Blick auf den Leitungsgraben von Station Wickenrodt/Hunsrück in Richtung Norden.

turgeologie, Fazies und Stratigraphie des devonischen Grundgebirges zu sammeln, die ansonsten weitgehend der geologischen Betrachtung entzogen sind.

Für die Finanzierung der geologischen Aufnahme danke ich dem Geologischen Landesamt (GLA) und dem Amt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz (LfD), vertreten durch die Herren Dr. REQUADT und Dr. GAD (GLA), sowie Herrn Dr. WUTKE (LfD). Besonderer Dank gilt meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. STETS (Univ. Bonn) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes ebenso wie für die anregende Diskussion und wertvolle Hinweise zur lokalen Tektonik, die in erheblichem Maß zum Verständnis und zur Auswertung der strukturgeologischen Situation beigetragen haben. Gedankt sei in diesem Sinne auch Herrn Prof. Dr. MEYER (Univ. Bonn) für hilfreiche Hinweise zur Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Eifel-Gebiet.

## 2. Regionale Abgrenzung

Das im Rahmen der hier dokumentierten Aufnahmen erfasste Profil erstreckt sich von Nordwesten nach Südosten durch das zentrale und südliche Rheinische Schiefergebirge, abgedeckt durch folgende Blätter der Topographischen Karte 1:25 000 (Abb. 2):

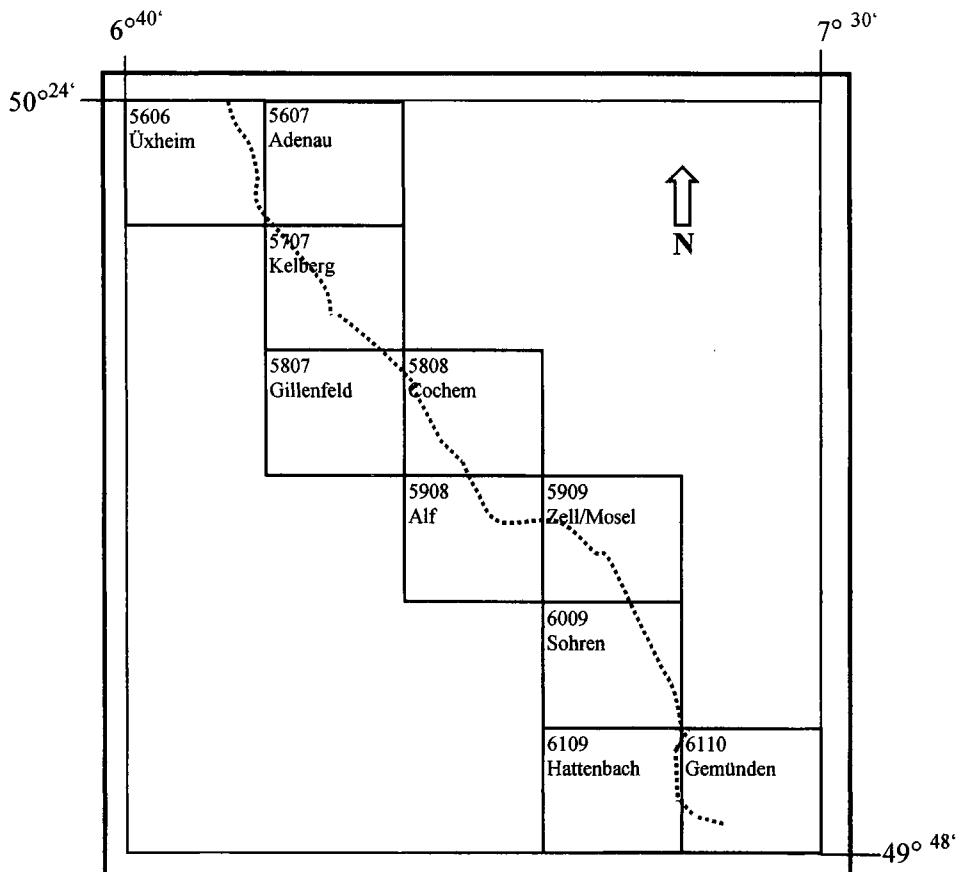


Abb. 2: Blattübersicht der Topographischen Karte 1:25 000 im Arbeitsgebiet. Verlauf des Gasleitungsgrabens gepunktet.

In diesem Verlauf erschließt der rund 3 m tiefe Leitungsgraben an verschiedenen Stellen die variskisch deformierten Serien des devonischen Sockels, die zum weitaus überwiegenden Teil aus Gesteinen unterdevonischen Alters (Siegen- bis Oberems-Stufe) bestehen. Mitteldevonische Schichtverbände werden nur lokal am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone (Ahrdorfer Mulde) angeschnitten.

Nach Fossilführung, Lithologie und sedimentärem Gefügespektrum handelt es sich bei den Gesteinen des unterdevonischen Grundgebirgsstockwerkes um Ablagerungen eines überwiegend flachen Meeresraumes mit zeitlich und regional wechselnden Festlandseinflüssen. Mit der Ausbildung lokaler Absenkungs- bzw. Ablagerungszentren ergaben sich in diesem als ‚Rheinischer Trog‘ bezeichneten Sedimentationsraum jedoch verschiedene, zeitgleich nebeneinander existierende Faziesbereiche (s. Abb. 3) mit entsprechend unterschiedlichem lithologischen Bild der darin abgelagerten Gesteinsschichten.

Es hat sich daher als notwendig und sinnvoll erwiesen, die stratigraphischen Einheiten der jeweiligen Regionen mit Lokalbezeichnungen zu erfassen, welche diesen faziell bedingten Unterschieden des lithologischen Erscheinungsbildes gerecht werden. In großräumigeren Aufnahmen ergibt sich damit jedoch der Nachteil einer weniger übersichtlichen Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse, zumal nicht selten noch beträchtliche Unsicherheiten hinsichtlich der Korrelation der verschiedenen Äquivalente bestehen.

Aus der regionalgeographischen Übersicht sind im hier erfassten Graben-Profil von Norden nach Süden der Bereich der Westeifel, das Moselgebiet (‚Mosel-Eifel‘ und nördlichen ‚Mosel-Hunsrück‘, nachfolgend gleichgesetzt mit dem Begriff der Moselmulde im geologischen Sinn) und der Hunsrück auszuweisen. Da diese naturräumlich mehr oder weniger deutlich abgegrenzten Einheiten (vgl. MEYER & STETS 1996: Abb. 3) auch aus geologisch-fazieller Sicht weitgehend eigenständige Abschnitte umfassen, soll diese grobe Dreiteilung nachfolgend zur übersichtlicheren Beschreibung der stratigraphischen und strukturgeologischen Verhältnisse beibehalten werden.

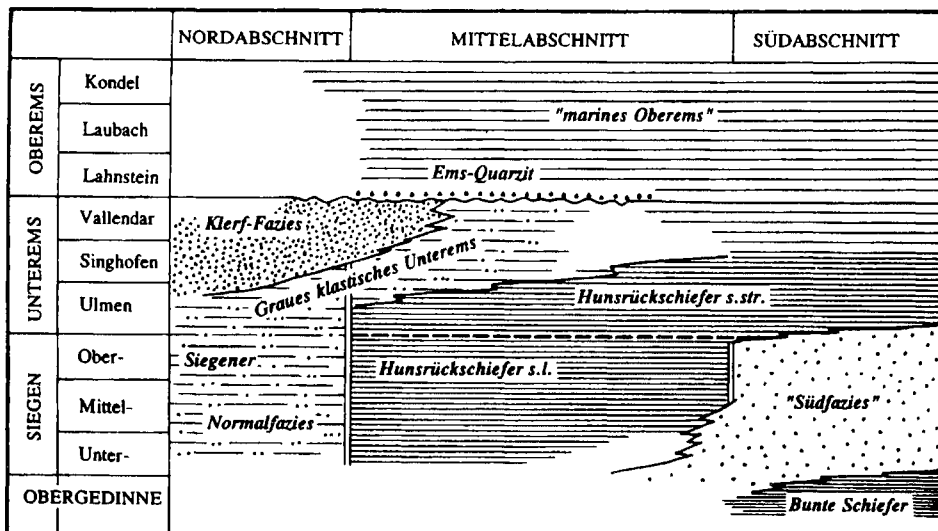


Abb. 3: Laterale Faziesentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge (aus MEYER & STETS 1996).

### 3. Die stratigraphische Abfolge

#### 3.1. Abschnitt Nord (Westeifel)

Der nördliche Profilabschnitt erstreckt sich von der Landesgrenze Nordrhein-Westfalen/Rheinland-Pfalz bei Dorsel über das Ahrtal bis etwa auf die Höhe von Alfien. Als südliche Begrenzung bietet sich hier das tektonische Strukturelement der Siegener Hauptüberschiebung an, die vom nördlichen Siegerland über Leutesdorf/Rhein bis in die Region um Manderscheid/Eifel zu verfolgen ist. Im so umgrenzten (nördlichen) Abschnitt waren die durch den Baubetrieb geschaffenen Aufschlussverhältnisse insgesamt weniger günstig zu bewerten als im mittleren und südlichen Teil des Trassenverlaufes. Neben der z.T. mächtigeren Überdeckung durch känozoische Lockersedimente (vor allem Löß und Lößderivate) waren häufiger Schuttbildungen und eine insgesamt tiefgründigere Zersetzung der Gesteine zu beobachten, wodurch in vergleichsweise ausgedehnten Arealen keine oder nur ungenaue Gefügemessungen möglich waren und häufig nur ein diffuses Bild der primären (für die lithostratigraphische Ansprache entscheidenden) Gesteinsbeschaffenheit vermittelt wurde. Diese in der Region weitaus häufiger als im mittleren und südlichen Traversenabschnitt beobachteten Phänomene einer tiefgreifenden Bleichung und bis zur vollständigen Verlehmung gediehende Gesteinszersetzung kann hier – wie bereits SIMPSON (1940, S. 25) feststellt – nicht alleine mit dem Umfang der jungen (quartären) Erosion begründet werden, da gleichmäßig hochgradige Verwitterungsstufen auf unterschiedlichstem topographischem Niveau nachzuweisen sind. Es ist mit SIMPSON davon auszugehen, dass im Besonderen der in der Region sehr verbreitete tertiärquartäre Osteifel-Vulkanismus (u.a. die damit verbundene Zirkulation hydrothermaler Lösungen) für die aktuelle Gesteinsbeschaffenheit mit verantwortlich ist.

Der Nordabschnitt des Graben-Profiles erschließt im wesentlichen siliziklastische Sedimentgesteine des Unterdevon. Die mit Abstand größte Verbreitung besitzen die mächtigen Einheiten der Unterems-Stufe, ältere Schichten (Siegen-Stufe) treten nördlich der Siegener Hauptüberschiebung nur lokal im Kern des Manderscheid-Antiklinorium – etwa in der Region um Schönbach – hervor (RÖDER 1960, KÖLSCHBACH et al. 1993).

Die jüngsten im Profil angeschnittenen Verbände des variskischen Sockels gehören in das Mitteldevon (untere Eifel-Stufe), das bei Dorsel, am Nordost-Rand der Ahrdorfer-Mulde angeschnitten wird. Wegen der relativ unbedeutenden Verbreitung im Rahmen des bearbeiteten Profils soll hierauf jedoch nur am Rande eingegangen werden.

Das mehrere km mächtige Unterems in der Umrandung der Eifeler Nord-Süd-Zone kann grob gegliedert werden in einen unteren, gelegentlich fossilführenden Abschnitt mit grauen Gesteinsfolgen und eine obere weitgehend fossililere Abteilung mit deutlichen Roteinflüssen (MEYER 1994). Das Oberems der Region (Emsquarzit, Wiltz-, Wetteldorf- und Heisdorf-Schichten) ist bedingt durch die paläogeographischen Verhältnisse im Bereich der für das Oberems postulierten ‚Mittlereifel-Schwelle‘ (s. MEYER & STETS 1980) weitaus geringmächtiger entwickelt, z.T. sogar lückenhaft (MEYER 1994) und im Bereich der hier dokumentierten Aufnahmen von vernachlässigbar geringer bzw. nicht nachweisbarer Verbreitung.

Die in der Region zu Tage tretenden Schichten des Unteremsium werden nach ihrer lithologischen Ausbildung, z.T. auch nach der (mehr oder weniger faziell kontrollierten) Fossilführung, wie in Abb. 4 wiedergegeben gegliedert. Zusätzlich wurden von FUCHS 1971, 1974 (s. zusammenfassende Darstellung bei MEYER 1994) lithostratigraphische Lokal-Gliederungen vorgeschlagen. Letztere erscheinen jedoch – da die Einheiten nur selten biostratigraphisch fixiert sind – als ungeeignet für überregionale Vergleiche und werden zur Wahrung der Übersicht in den hier dokumentierten Aufnahmen nicht berücksichtigt.

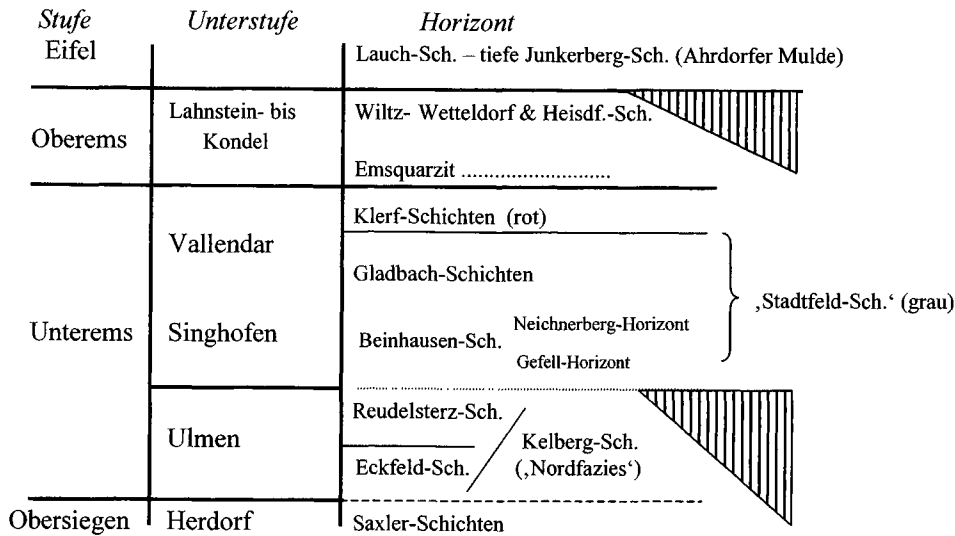


Abb. 4: Stratigraphische Übersicht der Schichtenfolge am Südostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone (in Anlehnung an SIMPSON 1940; RÖDER 1960; FUCHS 1971, 1974).

### 3.1.1. Obere Siegen-Stufe (Herdorf-Unterstufe)

#### Saxler-Schichten

Im Kern des Manderscheid-Antiklinorium treten Gesteine der obersten Siegen-Stufe zu Tage, die über Durchbrüche in den Kernbereichen kleinerer Sattelgebilde bei Udler, Saxler, Gillenfeld und Eckfeld über die Dauner Region fast bis Niederstadtfeld zu verfolgen sind (SIMPSON 1940, RÖDER 1960, KÖLSCHBACH et al. 1993, MEYER et al. 1994, MEYER 1994). Die im Bereich der Osteifel als ‚Saxler-Schichten‘ (nach der Ortschaft Saxler, Bl. Gillenfeld; SIMPSON 1940) bezeichnete Einheit definierte RÖDER (1960) als ‚das Schichtglied, das in der Ulmen-Mischfauna noch *Acrospirifer primaevus* (STEININGER) enthält‘, im Sinne der gängigen Biostratigraphie (MITTMEYER 1982) jedoch der oberen Siegen-Stufe (Herdorf-Unterstufe) anzugliedern ist (s. FUCHS 1974, S. 30).

Nach FUCHS (1974) bilden die Saxler-Schichten in der Region Utzerath-Darscheid (Bl. Kelberg) eine Folge aus graugrünen, schlecht entmischten Ton/Siltsteinen mit einzelnen Sandsteinbänken. Zum Hangenden nimmt der Sandanteil deutlich zu, einhergehend mit einer besseren Entmischung und Kornvergrößerung. Zum Teil bilden die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine der oberen Abfolge Horizonte aus mittel- bis weißgrauen Gesteinen, aus denen lokal (vermutlich nur auf wenige Horizonte beschränkt; vgl. FUCHS 1974) eine vergleichsweise reichhaltige Fauna geborgen wurde.

Als Liegendgrenze der Saxler-Schichten wird von FUCHS (1974, S. 30) für die Region zwischen Reudelsterz und Arbach ein deutlicher lithologischer Wechsel angeführt, der etwa hundert Meter unterhalb des ersten Fossilhorizontes mit ‚Saxler-Fauna‘ (u.a. mit *A. primaevus*) liegt. Die Obergrenze wird mit dem Verschwinden der typischen, hellen Sandsteine verknüpft, an deren Stelle fossililere, graugüne Sand- und Siltsteine der Ulmen-Unterstufe treten. Genaue Mächtigkeitsangaben sind jedoch erschwert, da sich das Erscheinungsbild in Fossilführung und Lithofazies lateral rasch ändert. Für die Verbreitungsgebiete im Kern des Manderscheid-Antiklinorium mögen Größenordnungen

von 200 bis 300 m angenommen werden, in nördlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit dieser Einheit jedoch rasch ab oder keilt vollständig aus (FUCHS 1974, S. 30).

Im Zusammenhang mit Mächtigkeitsangaben ist anzumerken, dass die Grenze Siegen/Ems im Bereich der Saxler-Schichten lithostratigraphisch nur relativ unbestimmt und lokal in der oben beschriebenen Form zu erfassen ist. Mit lateralen, hier vornehmlich quer zum Verlauf der variskischen Faltenachsen entwickelten Änderungen des lithologischen Erscheinungsbildes bleibt nur die Absicherung über entsprechende Faunenelemente. Eine entscheidende Rolle spielt dabei der ‚Saxler-Horizont‘ mit der typischen ‚Saxler-Fauna‘ (vgl. FUCHS 1974), u.a. mit *Acrospirifer primaevus*, der eine Position im Obersiegen bzw. die Abtrennung von Gesteinen der Ulmen-Unterstufe rechtfertigt. Der Beleg der faunistisch definierten Einheit ist damit naturgemäß an die Verbreitung der entsprechenden (Saxler-) Fauna geknüpft, die im Norden – einhergehend mit zunehmend weniger marinem Faziescharakter – offensichtlich nicht mehr nachgewiesen werden konnte. Mit dem fehlenden Nachweis des Saxler-Fossilhorizontes bleibt jedoch offen, ob die Ursache in einem echten Auskeilen (im Sinne eines Schichtausfalles im Bereich der von FUCHS postulierten Ahr-Schwelle) oder in der faziesabhängigen, allgemein an vollmarine Verhältnisse gebundenen Verbreitung vieler spiriferider Brachiopoden zu sehen ist. Ohne sichere Ausweisung ausgedehnter Schichtlücken (etwa durch deutliche Diskordanzen oder Ausfälle in der Faunenentwicklung) verbleibt daher die Möglichkeit, die isochrone Vertretung der Saxler-Schichten des südlichen Verbreitungsgebietes in anderer lithologischer Ausbildung auch im Norden unterzubringen. Eine geringere Mächtigkeit ist durch die paläogeographische Vorzeichnung im Bereich der ‚Mittelleifel-Schwelle‘ (MEYER & STETS 1980, 1996) zwar anzunehmen, die Frage nach der Existenz ‚echter‘ Schichtausfälle im Obersiegen sollte jedoch zurückhaltend diskutiert werden (Prof. Dr. STETS, mdl. Mitt.). Entsprechendes gilt für lithostratigraphisch definierte Einheiten der Ulmen-Unterstufe (Reudelsterz-/Eckfeld-Schichten bzw. Kelberg-Schichten).

Die relativ auffälligen Gesteinstypen der oberen Saxler-Schichten konnten im Grabenprofil westlich von Ulmen zwischen Schönbach und Utzerath mehrfach nachgewiesen werden. Es handelt sich hier um hellgraue, vergleichsweise grobe (bis mittelkörnige) quarzitisches Sandsteine in plattiger bis dünnbankiger Absonderung, in dieser Form mitunter Gesteinstypen der ‚Emsquarzit-Fazies‘ recht ähnlich (Abb. 5). Gelegentlich zeigen die Gesteine eine deutliche Rotpigmentierung, die sich im Allgemeinen jedoch auf die wasserführenden Kluft- bzw. Schichtflächen beschränkt. Eine vollständige Durchfärbung der Gesteine wurde hier nicht beobachtet. Im Wechsel mit diesen relativ gut sortierten, wohl den obersten Partien der Saxler-Schichten zugehörigen Quarzsandsteinen finden sich ungeschieferte Pakete grauer bis grünlichgrauer Siltsteine, die im verwitterten Zustand – im Besonderen nach Auftrocknung in der Schutthalde – in scherbigem Zustand zerfallen und nicht selten karbonatisch erhaltene, für Bestimmungszwecke jedoch gänzlich ungeeignete Schalen-Fragmente (vermutlich von Bivalven) enthalten. In den im Trassenverlauf angeschnittenen Sandsteinen der Saxler-Schichten, die nach FUCHS (1974, S. 31) in der Region Schönbach-Utzerath in mindestens zwei Horizonten fossilführend sind, wurde dagegen keine Makrofauna beobachtet.

Im Raum Utzerath zeigen die im Übrigen kaum deutlich geschichteten Siltsteine abschnittsweise eine deutliche Bänderung durch Einlagerung heller Grobsilt- bis Feinsandlagen und sedimentäre Gefüge einer flachmarinen, möglicherweise tidal beeinflussten Fazies. Typisch sind ausgeprägte Flaser- bzw. Linsenschichten und andere, z.T. wellengenerierte Kleinrippelgefüge. Häufiger finden sich daneben kugelförmige, den ‚Rutschungstropfen‘ sensu NIEHOFF (1958) vergleichbare Gebilde von bis zu einigen dm Durch-





Abb. 5: Helle quarzitische Sandsteine der vermuteten ‚Saxler-Schichten‘ in plattiger und dünnbankiger Absonderung. Schönbachtal bei Utzerath (Bl. 5707 Kelberg).

messer und kleinere, auf Entwässerungsvorgänge zurückgehende Fältelungen (convolute bedding), die insgesamt als Anzeiger einer raschen Sedimentschüttung zu werten sind. Neben einer reichhaltigen Spurenfauna, zum Teil auch gänzlich bioturbierten Horizonten, erinnern diese Gesteine – bis auf das Fehlen nennenswerter Pflanzenhäcksel-Ansammlungen – mitunter stark an die höheren Nellenköpfchen-Schichten der Mittelrheinregion und dürften faziell ähnlich zu charakterisieren sein (s. WUNDERLICH 1970).

Die vergleichsweise reichhaltige Brachiopoden-Fauna dieser Einheit ist nach FUCHS (1974, S. 37) zwar als Ausdruck weitgehend vollmariner Verhältnisse zu werten, doch beschränkt sich eine entsprechende Fossilführung auf wenige (vermutlich nur zwei), möglicherweise befristete Transgressionsphasen kennzeichnende Horizonte.

Nach der Geologischen Übersichtskarte (GÜK) 1:200 000 (CC 6302) Blatt Trier treten Gesteine des Oberesien erneut südwestlich und südlich von Ulmen zu Tage. Den oben beschriebenen, faziell und lithologisch relativ auffälligen Sedimenten der oberen Saxler-Schichten vergleichbare Gesteinstypen konnten hier – auch bedingt durch die in großen Abschnitten starke Verwitterung bzw. vollständige Überdeckung durch känozoische Lockersedimente – nicht sicher nachgewiesen werden. Eine entsprechende Darstellung in Kernzonen lokaler Aufsattelungen bzw. im Bereich von kleineren Aufschiebungen im Vorfeld der Siegener Hauptüberschiebung (s. Abb. 12, 30) erscheint jedoch gerechtfertigt. Vermutlich handelt es sich hier bereits um die weniger charakteristischen Gesteinstypen in einem tieferen stratigraphischen Niveau der Saxler-Schichten.

In diesem Zusammenhang ist nochmals zu betonen, dass lithostratigraphische bzw. lithofazielle Ansprachen der einzelnen Horizonte in Folge lateraler Differenzierung (in

Abhängigkeit vom paläogeographischen Muster) nicht unproblematisch sind. Es ist daher notwendig, neben dem lithostratigraphischen Befund im Besonderen die strukturgeologischen Verhältnisse für eine Bewertung von stratigraphischer Position und Verbreitung der einzelnen Horizonte zu berücksichtigen. Zwar kann anhand der im regional sehr begrenzten Trassenverlauf gewonnenen Daten sicher kein wirklich verlässliches Bild der strukturellen – und damit verknüpft – stratigraphischen Verhältnisse abgeleitet werden. Die entsprechenden Werte wurden jedoch in diesem Sinne für die Profilkonstruktion und Kartierung herangezogen, so dass sich im Einzelfall geringfügige Unterschiede zu Darstellungen anderer Bearbeiter ergeben können.

### 3.1.2. Unterems-Stufe

#### 3.1.2.1. Ulmen-Unterstufe

##### Eckfeld-Schichten

Das von RÖDER (1960) nach der Ortschaft Eckfeld (Bl. 5807 Gillenfeld) benannte Schichtglied bildet die untere Folge der Ulmen-Unterstufe. Die Abtrennung gegen das Obersiegen der ‚Saxler-Schichten‘ (SIMPSON 1940) wird biostratigraphisch mit dem Fehlen der klassischen Siegen-Leitform *Acrospirifer primaevus* (STEININGER) bzw. dem ersten Erscheinen einer typischen Unterems-Fauna (sensu MITTMAYER) begründet.

Die Eckfeld-Schichten bestehen am Südost-Rand der Eifeler Nord-Süd-Zone aus Tonschiefern und olivfarbenen Siltsteinen mit sandigen Einlagerungen, die in den südlichen Verbreitungsgebieten (Bl. 5707 Kelberg, Bl. 5708 Kaiseresch) lokal eine vergleichsweise reichhaltige Fauna des vollmarinen Biotops geliefert haben (vgl. RÖDER 1960, FUCHS 1974). Zum Hangenden macht sich ein regressiver Trend bemerkbar, mit dem die marine Fossilführung zunehmend in den Hintergrund tritt. Die Obergrenze der Eckfeld-Schichten wird, mit dieser Entwicklung verbunden, faziell definiert, mit dem Umschlag von vollmariner zu nicht-mariner bis brackisch-randmariner Sedimentation in den Reudelsterz-Schichten. Allerdings ist diese Faziesentwicklung nach FUCHS (1974) in nordöstliche Richtung auch lateral, d.h. innerhalb des stratigraphischen Niveaus der Eckfeld-Schichten festzustellen, so dass stratigraphischer und fazieller Begriff dieser Einheit nicht deutlich zu trennen sind. Gegen die von FUCHS (1971) für das Ahrgebiet im Norden postulierte ‚Ahrschwelle‘ gehen die Eckfeld-Schichten letztlich in die an Fauna stark verarmte, in nördliche Richtung zunehmend geringmächtiger entwickelte Randfazies der ‚Kelberg-Schichten‘ über (FUCHS 1971). Das von FUCHS nach der Ortschaft Kelberg (Bl. 5707 Kelberg) benannte Schichtglied bildet in der Region eine Abfolge aus glimmerreichen, vergleichsweise gut sortierten Sandsteinen mit vereinzelt Siltschiefer-Einschaltungen. Inwieweit diese Fazies auch Teile der oberen Saxler-Schichten und Reudelsterz-Schichten vertreten kann, ist bislang nicht sicher geklärt.

Die Verbreitung der Eckfeld-Schichten (sensu FUCHS) ist – eng verknüpft mit den Strukturen des Manderscheid-Antiklinorium – begrenzt auf die Region nördlich von Schönbach (Bl. Kelberg) bis auf die Höhe von Auderath (Bl. Cochem), wo sie im Liegenden der Siegener Hauptüberschiebung den südlichen Rahmen der sandigen ‚Normalfazies‘ des Graben-Nordabschnittes bilden. Eine wirklich deutliche Faziesgrenze ist im Bereich dieser Großstörung westlich von Auderath zwar nicht mehr gegeben, eine lithostratigraphische Parallelisierung mit Verbänden der Hangendscholle ist jedoch nicht möglich. Diese Feststellung gilt in noch stärkerem Maße für die nachfolgend beschriebenen Reudelsterz-Schichten (bzw. die faziell und lithologisch auffälligen Gesteine der ‚Saxler-Schichten‘), so dass eine Ausweitung der für den Nordabschnitt gültigen Gliederung auf die etwa gleichalten Serien im faziellen Verzahnungsbereich des Mosel-Synklinorium – oder an anderer Stelle (s. auch Kap. 3.3.) – nicht sinnvoll erscheint.

Nach FUCHS (1974) erreichen die Eckfeld-Schichten in der Region zwischen Utzerath und Berenbach eine Mächtigkeit von nur 100 m. Die rein fazielle Definition der Hangendgrenze dürfte bei fehlender Fauna oder stratigraphisch nicht eindeutigen Mischfaunen aus dem Bereich der Siegen/Ems-Grenze eine für alle Regionen verbindliche Angabe jedoch kaum gestatten.

#### Reudelsterz-Schichten

Die von SIMPSON (1940) nach der gleichnamigen Ortschaft westlich von Mayen benannten ‚Reudelsterz-Schichten‘ bilden in der Region eine zwischen 100 und 300 m mächtige (FUCHS 1974), allgemein sehr fossilarme Wechselfolge aus schlecht sortierten Feinsandsteinen und Siltsteinen, die nicht selten Rotfärbung aufweisen. Vereinzelt eingelagert sind kohlige Pflanzenhäcksel-Horizonte, die zusammen mit der spärlich entwickelten, hauptsächlich Zweischaler führenden Fauna randmarine bis brackisch-nichtmarine Faziesverhältnisse reflektieren (FUCHS 1974, MEYER 1994). Die Grenze zu den überlagernden Beinhausen-Schichten definiert FUCHS mit dem ersten Auftreten einer vollmarinen Fauna. Es bleibt allerdings festzustellen, dass auch diese Definition rein fazieller Natur und eine Verfolgung des stratigraphischen Niveaus quer zum Streichen der Schichten nicht unproblematisch ist. Eine entsprechende Ansprache ist daher nur in der Gesamtschau unter sorgfältiger Begutachtung der strukturgeologischen Verhältnisse zulässig. Nach der GÜK 200, Blatt Trier streichen die Reudelsterz-Schichten im Profil des Gasfernleitungsgrabens zwischen Gefell und Auderath an den Flanken des Manderscheid-Antiklinorium (bzw. kleinerer Teilsättel dieser Struktur) aus. Angesichts der durch Verwitterungseinflüsse oder Schuttbildungen oftmals schlecht erkennbare Lithologie – und abschnittsweise entsprechend sehr lückenhaften Profile – ist eine Ansprache im Sinne der obigen Definition in der Region zwar kaum gelungen, durch die tektonisch-stratigraphische Position jedoch weitgehend begründet.

#### 3.1.2.2. Singhofen- bis Vallendar-Unterstufe

##### – Stadtfeld-Schichten (Beinhausen-Schichten, Gladbach-Schichten)

Da eine biostratigraphische Trennung in Ermangelung geeigneter Funde leitender Faunenelemente in der Regel nicht durchführbar ist, und die aus dem Mittelrhein- und Taunusgebiet bekannten Porphyroid-Horizonte in der Westeifel fehlen (FUCHS 1974, S. 67), werden die Singhofen-Unterstufe und der tiefere Teil der Vallendar-Unterstufe im Nordabschnitt des Profils gewöhnlich als ‚Graues Klastisches Unterems‘ in den Stadtfeld-Schichten vereint. Dem Wunsch nach einer weniger groben Untergliederung folgend hat FUCHS (1971, 1974) für das Gebiet zwischen Daun und Kelberg eine lithostratigraphische Aufteilung in Beinhausen-Schichten (unten, etwa entsprechend dem Abschnitt der Singhofen-Unterstufe) und Gladbach-Schichten (oben, tieferer Teil der Vallendar-Unterstufe) vorgeschlagen. Die nach der südwestlich von Kelberg gelegenen Ortschaft Beinhausen benannte Einheit bildet nach FUCHS (1971, 1974) eine zwischen 130 und 200 m mächtige Abfolge aus überwiegend hellen, nicht selten fossilführenden, gelegentlich rotstichigen Silt- und Fein bis Mittelsandsteinen (Gefell-Horizont), die von einer 250 (Norden) bis 400 m (Süden) mächtigen Serie aus überwiegend dunklen, zum Teil an kohligem Pflanzendetritus reichen Ton- und Siltsteinen (Neichnerberg-Horizont, nach dem *locus typicus* am Südhang des Neichnerberges, Bl. Kelberg) überlagert wird (FUCHS 1971, 1974).

Im Hangenden der Beinhausen-Schichten folgen die von MARTIN (1960) in der Südeifel eingeführten Gladbach-Schichten, die in der südöstlichen Umrandung der Eifeler Nord-Süd-Zone eine mindestens 1000 m mächtige, insgesamt wenig charakteristische

Abfolge aus Ton- und Siltsteinen sowie zum Teil auffallend glimmerreichen Feinsandsteinen (Abb. 6) aufbauen (FUCHS 1974). Im Überblick bleibt dabei festzustellen, dass sich die Gladbach-Schichten – je nach Aufschlussituation – lithologisch häufig nur schwer von den unterlagernden Beinhausen-Schichten trennen lassen. Zwar mag in Anlehnung an FUCHS (1971, 1974) und den in unmittelbarer Nähe des Trassenprofils gelegenen Typuslokalitäten der Beinhausen-Schichten (Ortschaft Gefell, Neichnerberg) eine entsprechende Differenzierung nachvollziehbar erscheinen, für die hier gewählte Karten- und Profildarstellung soll jedoch die klassische Ansprache (u. a. von SIMPSON 1940) als Stadtfeld-Schichten beibehalten werden.

Die so zusammenfassend dargestellte Einheit ist südlich von Bodenbach in einem durch Kleinfaltenbau verbreitert ausstreichenden Streifen bis in die Region um Gefell,



Abb. 6: Dünn- bis mittelbankige, quarzitische Feinsand- und Siltsteine der Oberen Gladbach-Schichten, möglicherweise bereits Untere Klerf-Schichten bei Bodenbach (Bl. 5607 Adenau).

den Kartierergebnissen von FUCHS weitgehend entsprechend, verfolgbar. Hinzuweisen ist dabei auf sehr helle (in der Folge guter Entmischung), oft rot gepunktete quarzitisches Plattensandsteine mit zahlreichen Merkmalen geringer Wassertiefe (Schrägschichtungsgefüge, Aufarbeitungslagen, obere Flachsichtung u.a.), die im Trassenprofil zwischen Bongard und Gelenberg angeschnitten wurden und in dieser Form – nach lithostratigraphischen Befunden – nur schwer in die Gladbach-Schichten zu stellen sind. Neben gebänderten Siltschiefern mit einer reichen Spurenfauna und vereinzelt auftretenden Pflanzenresten ergibt sich eine Lithofazies, die sehr an die (höheren) Klerf-Schichten erinnert. Im geschlossenen Verband bleibt zwar nicht viel Raum für die tieferen Partien dieser in der Region rund 1000 m mächtigen Einheit. Ein Bezug zu den faziell und lithotypisch abschnittsweise ähnlich entwickelten Gesteinsfolgen der Beinhausen-Schichten (oder älter) ist ohne Zuhilfenahme einer größeren Störung (mit Versatzbeträgen von bis zu 1000 m) und ohne faunistische Absicherung jedoch ebenfalls kaum zu vertreten. Vermutlich handelt es sich um die Füllung einer mit den Messwerten gut vereinbaren Muldenstruktur (etwa in der Position der ‚Bongarder Mulde‘ sensu FUCHS), die in Verbindung mit einer streichenden Aufschubung im Bereich des Mulden-Südflügels (wenig nordwestlich von Gelenberg im Verlauf einer spezialgefalteten Zone durch einen deutlichen lithologischen Versatz begründet) wohl größeren Tiefgang erreicht (s. Abb. 11).

In ähnlicher Form sehr an Schichten in Klerf Fazies erinnernde Gesteine finden sich im Trassenprofil mehrfach bis auf die Höhe von Trierscheid (s. Abb. 10, 11). Nach FUCHS (1974) und den weitgehend auf FUCHSschen Kartierungen fussenden Darstellungen der GÜK 200, Blatt Trier sollte hier mit Gladbach-Schichten noch ein tieferes stratigraphisches Niveau erreicht werden, was durch die geringen bis abschnittsweise ganz fehlenden Roteinschläge in dieser Region gerechtfertigt erscheinen mag. Berücksichtigt man, dass die Trennung von Gladbach- und Klerf-Schichten in Ermangelung geeigneter Leitfaunen durch eine wenig scharf entwickelte Faziesgrenze definiert ist, erscheint nach den unten näher definierten, vornehmlich faziellen und lithologischen Eigenheiten eine Ansprache als Klerf-Schichten (unterer Teil) jedoch vertretbar.

### Klerf-Schichten

Die Hangendgrenze der Stadtfeld- bzw. Gladbach-Schichten wird lithostratigraphisch üblicherweise mit dem ersten Auftreten der häufig rot gefärbten Klerf-Schichten definiert, welche den oberen Teil der Vallendar-Unterstufe und damit den Abschluss der klastischen Unterems-Folge bilden. Kennzeichnend für diese Einheit sind violett bis weinrot eingefärbte Sedimente und das nahezu gänzliche Fehlen von Faunenelementen des vollmarinen Biotops.

Aus lithologischer Sicht präsentieren sich die Klerf-Schichten durch rasche laterale Fazieswechsel mit mehr oder weniger stark ausgeprägtem Festlandseinfluss wenig einheitlich, was Gliederungen auf Grundlage charakteristischer Profilssequenzen praktisch ausschließt. Im Eifelgebiet treten folgende Gesteinstypen auf (FUCHS 1974, MEYER 1994):

- 1) Fossilarme bis fossilleere quarzitisches Feinsandsteine von grauer und rotgrauer Farbe, zumeist in geringmächtigen Lagen, vor allem im oberen Teil der Klerf-Schichten (verm. nur im Kern der Bongarder Mulde angeschnitten), mit Vorkommen plattiger bis dünnbankiger Absonderung als Einschaltung in mächtigen Ton/Silt-Wechselfolgen.
- 2) Rotsandsteine und graurote, zum Teil sehr glimmerreiche Fein- bis Mittelsandsteine in dünn bis mittelbankiger, zumeist eben laminiertes Absonderung. Die rote Färbung wird durch fein verteilte Ton-(Silt-)Farbnester hervorgerufen, während das übrige Gestein nicht gefärbt ist.

- 3) Rote bis violette Silt- und Tonsteine überwiegend in cm- bis dm-mächtigen Wechselfolgen und als dünne (1–30 cm) grün- und gelbgraue Gesteine. In violetten Tongesteinen treten vereinzelt graugrüne, fleckige Verfärbungen auf, die vermutlich auf reduzierende Bedingungen um Reste organischen Materials (z.B. Pflanzenreste) zurückzuführen sind. Die pelitischen Gesteine sind häufig sehr homogen, ohne die für das Mittelrhein-Äquivalent dieser Einheit (Nellenköpfchen-Schichten) typische Bänderung bzw. Feinschichtung und zerfallen oft mit muscheliger-scherbigem Bruch (volkstümlich ‚Scherbenschiefer‘; Abb. 7). Soweit eine Schichtung erkennbar ist, herrscht ebene Lamination gegenüber Rippelschichtung vor.
- 4) Grün- und gelbgraue Sand-, Silt- und Tonsteine, welche den überwiegenden Teil der Klerf-Schichten aufbauen. Die überwiegend schlecht entmischten Sand- und Siltsteine enthalten häufig eine Anzahl sedimentologischer Merkmale, die als Indiz stärkerer Wasserbewegung in geringer Tiefe zu werten sind. Typisch sind Groß- und Kleinrippelgefüge, Wellenrippel-Felder (Abb. 8), Erosionserscheinungen und Aufarbeitungslagen, die vereinzelt eckige bis kantengerundete Tonstein-Klasten enthalten. Neben Pflanzenresten besteht die spärliche Fossilführung dieser Einheit hauptsächlich aus Zweischalern der Gattung *Modiola*, kleinwüchsigen Brachiopoden der ‚*Globithyris*-Fazies‘, Ostracoden, Eurypteriden, Fischresten und Lebensspuren. Große Teile der Klerf-Schichten in der Umrandung der Eifeler Nord-Süd-Zone sind jedoch praktisch fossilfrei. Erst in südliche Richtung, in Annäherung an die Moselmulde, werden Fossilhorizonte häufiger und artenreicher.

Die Klerf-Schichten erreichen nach FUCHS (1974) am Ostrand der Hillesheimer Mulde (Raum Nohn-Borler) eine Gesamtmächtigkeit von etwa 1100 m und besitzen so – auch bedingt durch regen Kleinfaltenbau, bei flach nach Nordwesten einfallendem Falten Spiegel – eine große Ausstrichbreite im Bereich des Grabenprofils. Im Nordabschnitt sind Klerf-Schichten von der südlichen Umrandung der Ahrdorfer Mulde bis in die Region um Senscheid-Dankerath vor allem durch ihre sedimentologische bzw. fazielle Charakteristik mehr oder weniger gut zu verfolgen. Daneben konnten auch die für Schichten in Klerfer Fazies kennzeichnenden Roteinflüsse als Kriterium für die stratigraphische Ansprache und Kartierung herangezogen werden. Als aus farblicher Sicht durchaus charakteristisch für die Klerf-Schichten des nördlichen Grabenabschnittes haben sich ebenfalls markant olivgrüne, z.T. an grobem Pflanzendetritus reiche, im trockenen Zustand leicht scherbzig oder bröckelig zerfallende Siltsteine erwiesen, die in dieser Form und Vorbereitung in keinem anderen Schichtglied angetroffen wurden.

Es ist allerdings zu betonen, dass farblich markante, vor allem Rot- Pigmentierungen alleine (u.a. wegen der im Nordabschnitt verbreiteten, sekundären Bleichungserscheinungen durch die Zirkulation hydrothermalen Lösungen oder Verwitterungseinflüsse) kaum als sicheres Merkmal zur Unterscheidung von anderen Einheiten gelten können. Ähnlich charakteristisch für die Klerf-Schichten ist ein – auch mit bloßem Auge erkennbar – mitunter auffallender Gehalt an groben Hellglimmer-Schuppen auf Schichtflächen eben spaltender Feinsandsteine und die z.T. sehr reichhaltige Ichnofauna. Im übrigen konnten die lithologischen Beschreibungen und Kartierungen von FUCHS (1971, 1974) in der Region zwischen Hoffeld und Senscheid weitgehend nachvollzogen und mit den hier durchgeführten Aufnahmen bestätigt werden. Die nach Osten und bei Bongard gegenüber den Darstellungen der geologischen Spezialkarten von FUCHS (1974) vermutlich etwas weiter ausgedehnte Verbreitung der Klerf-Schichten wurde bereits angesprochen.

### 3.1.3. Oberems- bis untere Eifel-Stufe

Der an der Basis des Oberems mit der sogenannten Emsquarzit-Transgression in weiten Teilen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges abgelagerte Emsquarzit scheint in der Umrandung der Ahrdorfer Mulde zu fehlen, so dass diese Einheit hier nicht näher diskutiert wird (s. Kap. 3.2.). Erst in der südwestlichen Fortsetzung der Ahrdorfer Mulde („Linn-Mulde“) finden sich helle quarzitische Sandsteine in Emsquarzit-Fazies. Darüber folgen grünliche und bräunliche Sandsteine, die den Wetteldorf-Schichten entsprechen könnten, Wiltz-Schichten scheinen hier auszufallen (MEYER 1994, S. 72). Die durch ihren Gehalt eisenreicher Kalksandsteine gekennzeichneten Heisdorf-Schichten streichen am Nord- und Nordwestrand der Ahrdorfer-Mulde in Mächtigkeiten bis zu 22 m aus (MEYER 1994: Abb. 25). Die in früheren Tagen in der Region zur Verhüttung (u.a. ‚Stahlhütte‘, ‚Ahhütte‘; s. auch MEYER 1994, S. 84) abgebauten, überwiegend hämatitischen Eisenerze der Heisdorf-Schichten bilden oftmals auffallend rote Verwitterungsfarben, so dass eine Verfolgung dieser Einheit – auch nach Lesesteinen – in der Regel gut möglich ist (MEYER 1994, S. 79). Entsprechend deutliche Hinweise wurden im Trassenverlauf am Nordrand der Ahrdorfer Mulde nicht beobachtet, allerdings ist das Grundgebirge der Region wegen größerer Deckgebirgs-Mächtigkeit nur selten erreicht worden. Am Südrand der Ahrdorfer Mulde dürfte die Verbreitung des Oberems im Trassenprofil tektonisch weitgehend unterdrückt sein.

Eine Einsicht in die mitteldevonischen Schichten des Muldenkerns wurde durch eine mächtige Schuttdecke verhindert. Im nördlich vorgelagerten Abschnitt (bis zur Landesgrenze) war ebenfalls keine Begutachtung möglich, da der Graben bereits vor Aufnahme

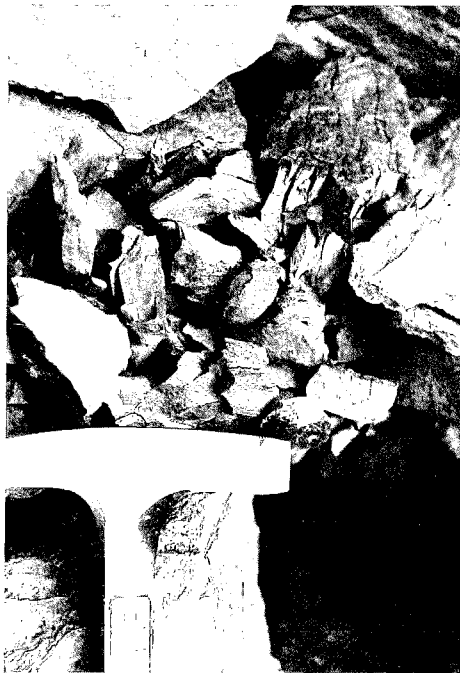


Abb. 7: Scherbig bis muschelrig brechende Siltsteine („Scherbenschiefer“) der Klerf-Schichten. Nohner Bachtal bei Hoffeld (Bl. 5606 Üxheim).



Abb. 8: Wellengenerierte Rippelfelder auf der Schicht-Oberfläche eines feinsandigen Siltsteins. Lokalität s. Abb. 7.

des Grundgebirges verfüllt wurde oder eine größer 3 m mächtige Überdeckung keinen Einblick gestattet hat. Im Bereich eines (zu Druck-Prüfzwecken) offen gelassenen Bauabschnittes im Dorseler Wald (dem Trassenverlauf folgend etwa 2,5 km nordwestlich des heutigen Gasthofes ‚Stahlhütte‘ im Ahrtal) anstehende Gesteinsverbände (Abb. 9) könnten ihrer räumlichen Position nach die mitteldevonische Muldenfüllung erreichen (entsprechend GÜK 200, Bl. Trier). Nach Lithologie und Fazies erinnerten diese jedoch weitgehend an Klerf-Schichten (evtl. Teile des geringmächtigen Oberems in nicht-karbonatischer Fazies), die hier vermutlich bereits der nördlichen Umrandung entsprechen. Gesteine in z.T. karbonatischer Fazies konnten erst weiter südlich bzw. südwestlich aus der Lesedecke abgeleitet und mit dem mitteldevonischen Muldenkern in Verbindung gebracht werden.

### 3.2. Abschnitt Mitte (Moselmulde)

Der mittlere Traversenabschnitt durchquert den Bereich der Moselmulde (Mosel-Synklinorium), die sich im linksrheinischen Schiefergebirge dem variskischen Generalstreichen folgend zwischen dem Ostrand der Olkenbacher Mulde bei Alf/Mosel und Koblenz am Rhein erstreckt. Die Abgrenzung gegen den Nordabschnitt (Westefel) wird – wie bereits erwähnt – im Verlauf der Siegener Hauptüberschiebung gesucht, da sich hier lithologisch-faziell mehr oder weniger deutlich zu unterscheidende Faziesbereiche (sandige Normal-Fazies / Hunsrückschieferfazies) gegeneinander abgrenzen lassen (s. Abb. 12). Die südliche Begrenzung der Moselmulde wird im Mittelrhein-, Mosel- und





Abb. 9: Plattige und gebankte, z.T. leicht rotstichige Feinsand- und Siltsteine, vermutlich der Klerf-Schichten am Nordrand der Ahrdorfer Mulde (Bl. 5606 Üxheim).

Lahngebiet zweckmäßig mit der Boppard-Dausenauer-Überschiebung (nachfolgend kurz Bopparder-Überschiebung) markiert, an der im Grabenprofil bei Grenderich Hunsrück-schiefer (Unterems) auf die Serien des Muldenkerns (Oberems) aufgeschoben sind (s. Abb. 20). Der Verlauf des Leitungsgrabens schneidet diese durch große Sedimentmächtigkeit gekennzeichnete Struktureinheit an ihrem äußersten Südwest-Ende bei Bullay/Mosel, im Grenzbereich zur südwestlichen Fortsetzung in die Olkenbacher Mulde bzw. Wittlicher Rotliegend-Senke, die üblicherweise als gesonderte Einheit angesehen wird.

Die im Umfeld der Moselmulde zutage tretenden Schichtverbände sind aus strukturgeologischer Sicht durch zahlreiche Spezialkartierungen vergleichsweise gut untersucht, in stratigraphischen Fragestellungen liegt hingegen nur für den fossilreichen und lithostratigraphisch gut gliederbaren Teil des Oberems ein differenziertes Bild vor (u.a. SOLLE 1972, 1976; MITTMEYER 1972). Im Besonderen über die zum großen Teil in Hunsrück-schiefer-Fazies entwickelten Serien der Siegen- und Unterems-Stufe sind bislang nur wenige, z.T. widersprüchliche Gliederungsmodelle vorgestellt worden, die häufig nur regional begrenzt (Mittelrhein) anzuwenden sind.

Die im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung bis ins Moseltal erschlossenen Gesteinsfolgen gehören größtenteils in die Unterems-Stufe (im basalen Hangendbereich der Siegener Hauptüberschiebung sind vermutlich auch noch Siegen-Anteile erschlossen), nur im Muldenkern zwischen Bullay und Grenderich ist im Profil das vergleichsweise fossilreiche Oberemsium (Lahnstein- bis Kondel-Unterstufe) angeschnitten (s. Abb. 20).

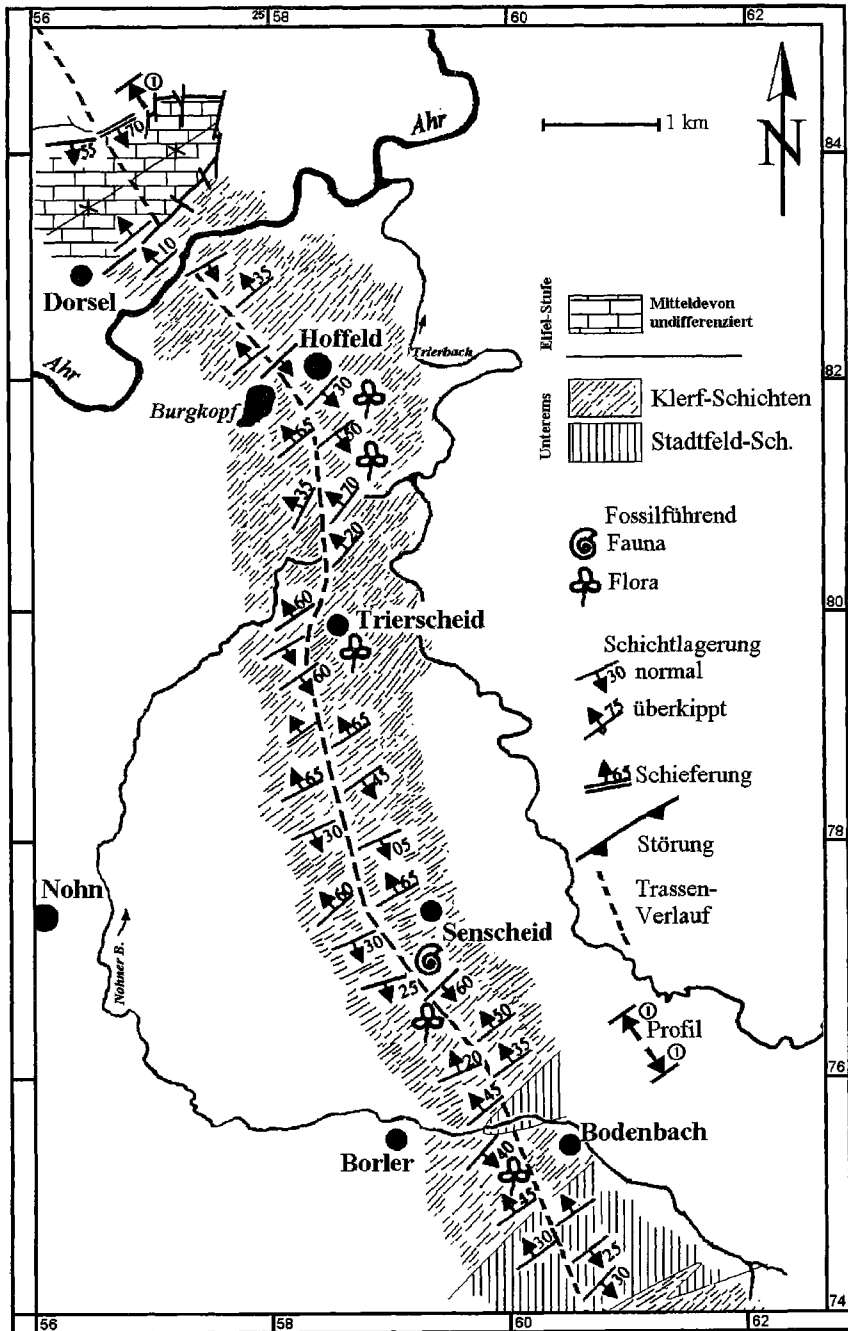


Abb. 10: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Nord (Westefel), Teil 1.

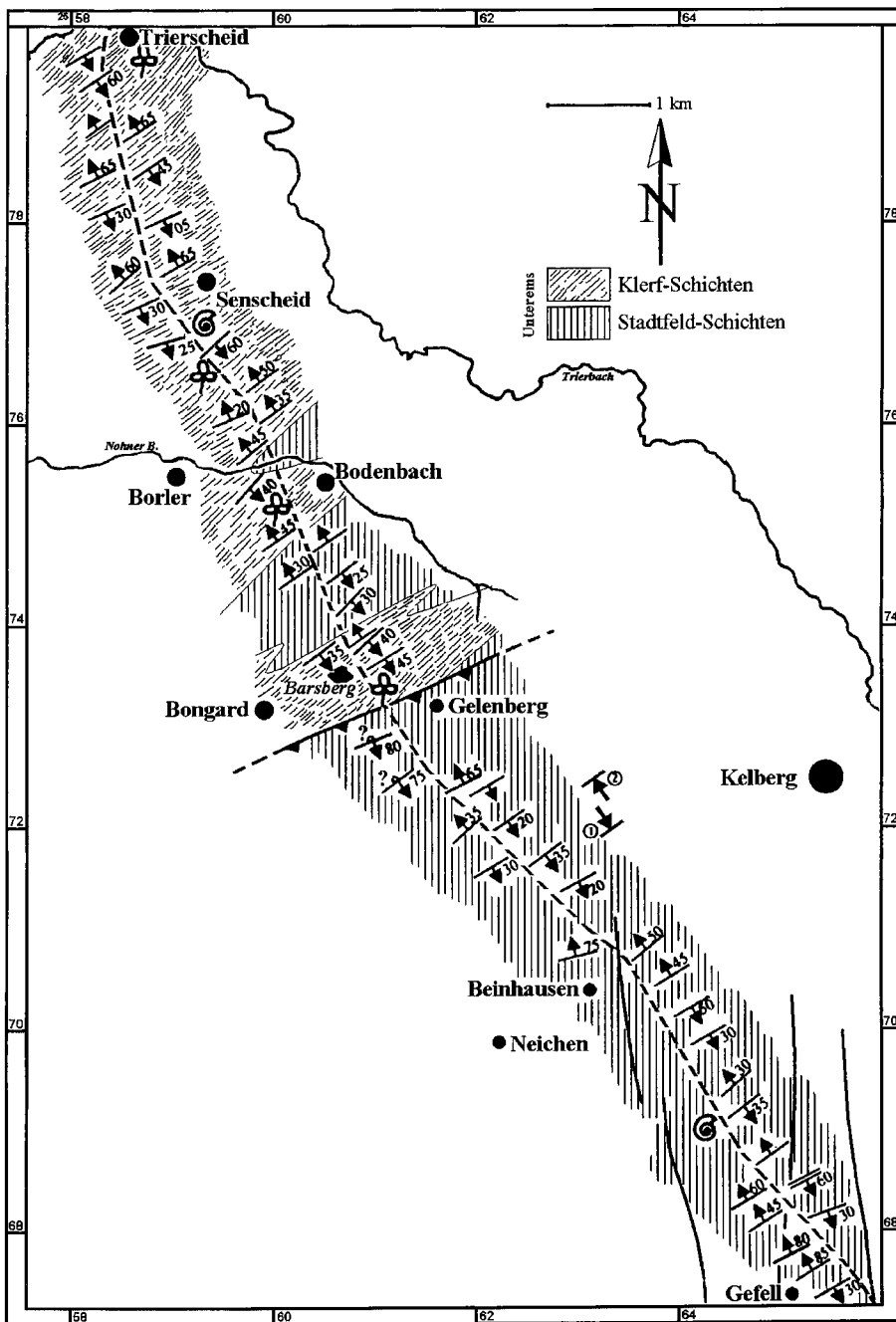


Abb. 11: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Nord (Westefel), Teil 2.

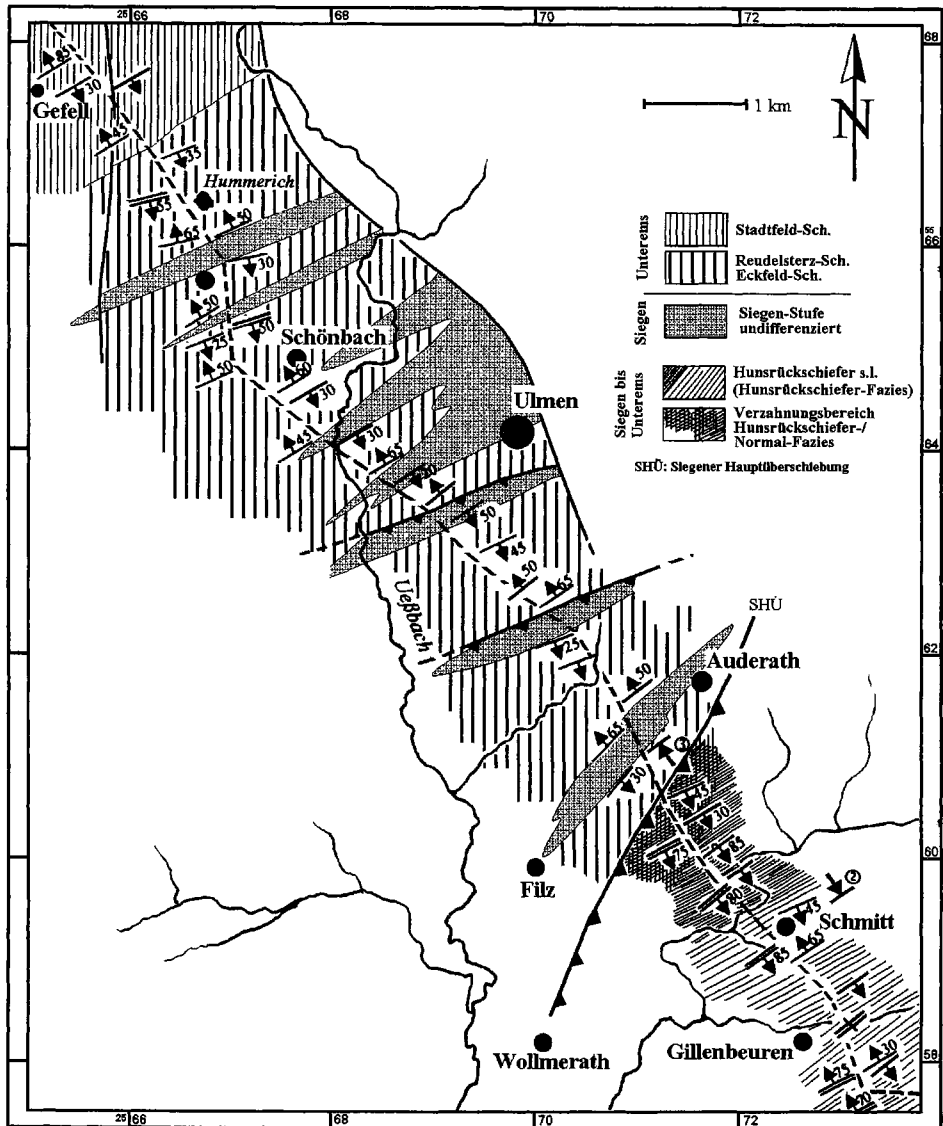


Abb. 12: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Nord (Westefel), Teil 3.

Für die stratigraphische Ansprache der hier zutage tretenden Schichtverbände kann auf die von SOLLE (1976) für den Bereich der Olkenbacher-Mulde aufgestellte Gliederung, z.T. auch die gängige Mittelrhein-Gliederung (MITTMAYER 1982) zurückgegriffen werden (Abb. 13).

<i>Stufe</i>	<i>Unterstufe</i>	<i>Horizont</i>	
Oberems	Kondel	Kieselgallenschiefer Flaserschiefer	
	Laubach	Höllenthal-Schichten	
	Lahnstein	Flußbach-Schichten /Hohenrhein-Sch. Emsquarzit	.....
Unterems	Vallendar	Klerf-Schichten	
		Gladbach-Schichten	
	Singhofen	Cochem-Schichten	
		?	
Siegen	Mittel- bis Obersiegen	(Hunsrücksschiefer s.str.)	} Hunsrücksschiefer- Fazies
		(Hunsrücksschiefer s.l.)	
	Untersiegen	(nicht aufgeschlossen)	

Abb. 13: Stratigraphische Übersicht der Schichtenfolge am Südwest-Rand der Moselmulde (in Anlehnung an LANGSDORF 1974, SOLLE 1976, MITTMEYER 1982).

### 3.2.1. Siegen- bis Unterems-Stufe (Ulmen-Unterstufe)

– Hunsrücksschiefer (sensu lato)

Eine gewisse Sonderstellung in den stratigraphischen Gliederungen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges nehmen die feinklastischen, seit den frühesten Bearbeitungen (GREBE 1881, KOCH 1881 u.a.) als ‚Hunsrücksschiefer‘ bezeichneten Gesteinsfolgen ein, die in weiten Bereichen von Hunsrück und westlichem Taunus sowie an der Nordflanke der Moselmulde zutage treten. Die Hunsrücksschiefer unterscheiden sich von den als gleichalt angesehenen Gesteinen der stärker sandigen ‚Normal‘- bzw. Südfazies (s. Abb. 3) vor allem durch einen allgemein deutlich höheren Anteil siltig-toniger Sedimente – darunter die typischen Dachschiefer-Horizonte – und eine durchgehend vollmarine, jedoch spärliche Fossilführung.

Neben dem bis heute kontrovers diskutierten Ablagerungsmilieu bereitet vor allem der wenig charakteristische Sequenzaufbau der Hunsrücksschiefer nach wie vor Schwierigkeiten, eine im Feldgebrauch nachvollziehbare Gliederung zu erstellen. Lithostratigraphisch begründete Unterteilungen scheinen regional zwar möglich (zur lokalen Gliederung s. MEYER & STETS 1996), doch dürften die Hunsrücksschiefer im Gesamtüberblick kaum mehr als eine einzige Lithofazies mit ihren zahlreichen Variationsmöglichkeiten im lateralen und vertikalen Muster darstellen (MEYER & STETS 1996, S. 45).

In großen Teilbereichen der Südost-Eifel bilden die im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung zutage tretenden Hunsrückschiefer eine wenig differenzierte Abfolge aus mehr oder weniger stark tonigen Siltsteinen mit zumeist nur geringmächtigen Feinsand-Einschaltungen, die von den Hunsrückschiefern im südlichen Schiefergebirge lithologisch oft kaum zu unterscheiden sind. Die Altersstellung dieser Hunsrückschiefer (besser: Schichten in Hunsrückschiefer-Fazies) war hier lange Zeit umstritten und ist bis heute noch nicht für alle Regionen befriedigend geklärt. Nach Faunenfinden dürfte allerdings als gesichert gelten, dass die Hunsrückschiefer-Fazies der Südostefel (Moselmulde) deutlich tiefer hinabreicht als in den klassischen Verbreitungsgebieten von Osthunsrück und westlichem Taunus (s. MEYER 1994, S. 40). Neben der Ulmen-Unterstufe wird hier vermutlich auch ein Großteil der Siegen-Stufe von dieser Fazies eingenommen, d.h. auch jene Anteile, die im Süden von den stark sandigen Hermeskeil-Schichten, dem Taunusquarzit und den Dhronal-Schichten vertreten werden (s. Kap. 3.3.).

Eine Gliederung der im Mosel-Lahn-Trog mindestens 5 km mächtigen Hunsrückschiefer ist derzeit nur auf lithostratigraphischer Ebene, nach dem Sand-Ton-Verhältnis durchzuführen (MEYER 1965, 1994). Für die Südostefel hat AHRENS (1936) eine grobe Unterteilung in die ‚sandigen‘ (d.h. an Sandstein-Einschaltungen reicheren) Mayen-Schichten (unten) und die Ton- und Siltschiefer dominierten Kaub-Schichten (oben) vorgeschlagen (so u.a. verwendet von HOEPPENER 1957). Im Eifel-Gebiet sollte der Begriff ‚Kaub-Schichten‘ (‚Cauber-Horizont‘ nach A. FUCHS 1907 ursprünglich für die Dachschiefer-Serien im südlichen Mittelrhein- Hunsrück- und Taunusgebiet) jedoch nicht stratigraphisch verwendet werden, da die so angesprochene Einheit im Hangenden der Mayen-Schichten – anders als im Hunsrück (s. Kap. 3.3.) – neben der Ulmen-Unterstufe auch noch große Teile der Siegen-Stufe umfasst (MEYER 1994).

Die von MEYER (1965) im Mittelrhein-Gebiet entwickelte Gliederung in vier, nach dem jeweiligen Sand-Ton-Verhältnis anzusprechende Leiteinheiten ist in der Folge unübersehbarer Veränderungen des lithologischen bzw. faziellen Erscheinungsbildes nicht mehr auf die Regionen der Südwest-Eifel übertragbar. Gleiches gilt für die ältere, von QUIRING (1931) am Mittelrhein aufgestellte Unterteilung (‚Dachschiefer‘, ‚Bänderschiefer‘ u.a.), die linksrheinisch noch auf Blatt Bassenheim (QUIRING 1936) angewendet und u.a. von Hoepfener (1957b) auf die Region der Süd- bzw. Südwestefel ausgeweitet wurde. Da im Grabenprofil zwischen Schmitt und Beuren zudem große Teile des Grundgebirges wegen einer mächtigeren Überdeckung nicht oder nur in stark verwittertem Zustande einer Begutachtung zugänglich waren, sollen die Hunsrückschiefer hier – einer freundlichen Empfehlung von Herrn Prof. MEYER (Univ. Bonn) folgend – als Komplex einer mehr oder weniger gleichartigen Fazies zusammengefasst und im Kartenbild bzw. Profilschnitt nicht näher gegliedert werden.

Den dominierenden Gesteinstyp des zusammengefassten Fazieskörpers bilden wenig charakteristische, dunkelgraue und blaugraue Ton- und Siltschieferfolgen, die in unregelmäßigen Abständen durch dünne, mehrheitlich im sub-dm-Bereich entwickelte, braun- bis grünlichgraue Feinsand-Einschaltungen unterbrochen sind.

Der (tektonische) Übergang zwischen den Gesteinsserien der sandigen Normalfazies im Norden (Ulmen-Unterstufe) und den Hunsrückschiefern des Mosel-Troges im Süden ist im Bereich der Grabentrasse allerdings erheblich weniger markant entwickelt als es etwa am Mittelrhein der Fall ist, wo Hunsrückschiefer vom Typ der Mayen-Schichten (s. MEYER & STETS 1996) auf Mittel- bis Obersiegen in Normalfazies aufgeschoben sind. Die im unmittelbar Liegenden der Siegener Hauptüberschiebung (etwa auf der Höhe von Alfien) erschlossenen Siltschieferserien enthalten einen relativ hohen Anteil sandiger Einlagerungen, welche – im Gegensatz zu den Hunsrückschiefern des zentralen Huns-

rück-Gebietes (s. Kap. 3.3.) – die regelmäßige und relativ zuverlässige Entnahme von Schichtlagerungswerten ermöglicht haben. Gesteine von Dachschiefer-Qualität treten hier – wie bereits SIMPSON (1940) feststellt – praktisch nicht mehr auf oder sind auf geringmächtige Horizonte begrenzt.

Die ‚Schiefer‘-Partien bestehen zum überwiegenden Teil aus mehr oder weniger stark tonigen, häufig auch ‚rauhem‘ (sandführenden) oder gebänderten Siltsteinen. Dunkelbraune bis grünlich-graublaue, zum Teil quarzitisches gebundene Feinsandsteine sind darin relativ häufig in überwiegend plattiger bis dünnbankiger Absonderung eingelagert, wodurch im Überblick ein der ‚Normalfazies‘ ähnlicher, abschnittsweise weitgehend entsprechender Eindruck vermittelt wird. Kaum noch zu trennen sind die Einheiten beiderseits der Siegener- bzw. Mayener-Hauptüberschiebung in der südwestlich anschließenden Region (s. auch RÖDER 1960). Im Bereich des Trassenverlaufes ist ein konkreter Vergleich bzw. eine Korrelation mit den im Kern und der Umrandung des Manderscheid-Antiklinorium zu Tage tretenden Gesteinen des Obersiegen (Saxler-Schichten) oder der Ulmen-Unterstufe (Eckfeld/Reudelsterz-Schichten) – wie bereits erwähnt wurde – allerdings nicht angebracht. Die angesprochene, auch hier bereits unübersehbare (fazielle) Näherung an die Lithologie der Normalfazies soll im Profilschnitt (Abb. 30, 31) daher nur durch eine von den Hunsrückschiefen der südlich vorgelagerten Verbreitungsgebiete abweichende, dabei bewusst etwas verwaschen gestaltete Signatur angedeutet werden, ohne damit genauere Aussagen über die stratigraphische Position der im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung anstehenden bzw. in das Profil projizierten Verbände auszudrücken. In Übereinstimmung mit SIMPSON (1940, S. 21) dürfte dieser Umstand wohl einen bereits vom synsedimentär-tektonischen Muster (s. MEYER & STETS 1975, 1980) geprägten Fazieswandel in Erstreckung der Beckenachse nach Südwesten andeuten. Im Übrigen mag die weniger deutlich entwickelte Faziesgrenze im Bereich (und westlich) des Grabenprofils auch auf den geringeren Versatzbetrag der Siegener Hauptüberschiebung zurückgeführt werden. Von mehreren km am Mittelrhein (SCHIEVENBUSCH 1992, MEYER & STETS 1996) dürfte in der Region ein (vertikaler) Versatzbetrag von kaum mehr als 1 km verbleiben, der sich in südwestlicher Richtung vermutlich weiter verringert. Eine Abgrenzung von den Gesteinen im Liegenden der Siegener Hauptüberschiebung (Südflügel des Manderscheid-Antiklinorium) bleibt im Bereich des Grabenprofils jedoch gut möglich, da helle, gut sortierte Sandstein-Folgen größerer Mächtigkeit – wie sie u.a. in den Eckfeld- und Saxler-Schichten nachzuweisen sind – nicht mehr auftreten. Siltig-tonige, deutlich geschieferte Gesteine in geschlossenen Mächtigkeiten von über 1 m sind erst südlich der Siegener Hauptüberschiebung verbreitet, so dass der Verlauf dieser tektonischen Grenze hier – neben dem Fehlen rotstichiger Sedimente und von Faziesmerkmalen geringster Wassertiefe – mehr oder weniger gut eingengt werden konnte. Einen gewissen Hinweis auf den Störungsverlauf liefert – ähnlich wie im Raume Manderscheid (MEYER et al. 1994) – auch hier das im Überblick mehr in Richtung Ost-West tendierende Streichen im Hangenden der Störung (typische Werte um oder über 70°), während in der Liegendscholle das Generalstreichen (40–60°) vorherrscht. Der tektonische Kontakt selbst war in der Folge einer mächtigen Überschotterung nicht erschlossen. Die oben beschriebenen Unterschiede der lithologischen bzw. faziellen Charakteristik ermöglichen jedoch – auch nach Lesesteinen in der Schuttdecke – eine relativ verlässliche Eingrenzung des Störungsverlaufes, der sich nach den gewonnenen Eindrücken weitgehend mit der Darstellung SIMPSONS (1940) vereinbaren lässt.

Die im Überblick relativ eintönige, durch regellose Wechsellagerung siltig-toniger und feinsandiger Horizonte geprägte Lithofazies der südlich von Auderath erstmals zu

Tage tretenden Hunsrückschiefer setzt sich nach den (lückenhaften) Eindrücken im Grabenprofil in südöstliche Richtung – d.h. hier allgemein zum Hangenden – über die Region um Schmitt-Gillenbeuren fort. Ein signifikanter Fazieswandel, der u.a. im Sinne HOEPPENERS (1957) etwa auf der Höhe von Gillenbeuren die Ausscheidung einer zweiten Einheit (Bänderschiefer) gestattet hätte (s. GÜK 200, Bl. Trier), ist dabei nicht erkennbar. Abschnittsweise zeigen die Hunsrückschiefer dort zwar einen relativ höheren Anteil dünner, z.T. quarzitischer Grobsilt- oder Feinsandlagen, über größere Profilabschnitte betrachtet vermitteln sich jedoch – soweit in den meist stark weißverwitterten oder gänzlich verlehnten Gesteinstypen erkennbar – keine markanten Unterschiede zum nördlich vorgelagerten ‚Hunsrückschiefer-Zug‘. Erwähnenswert erscheint allerdings ein vergleichsweise auffallend stärker sandig geprägter Abschnitt, der im Grabenprofil nördlich von Urschmitt in größerer Mächtigkeit angeschnitten wurde (Abb. 14). Die sandigen Einlagerungen erreichen zwar auch hier nur geschlossene Bank-Mächtigkeiten von wenigen cm (bis max. 10 cm), diese jedoch in sichtlich geringerem Abstand zueinander und oftmals in einer zum Hangenden ausdünnenden Sequenz von 3 bis 5 Metern Gesamtmächtigkeit. Der Sandanteil innerhalb dieser zwischen Lutzerather Wald und Urschmitt rund 500 m mächtigen Abfolge ist damit zwar nicht erheblich, im Überblick dennoch deutlich höher als in den unter- und überlagernden Serien. Die Ausweisung einer entsprechenden Faziesgrenze oder Parallelisierung mit Einheiten der Mittelrhein-Gliederung (QUIRING 1936, MEYER 1965) erscheint jedoch – wie oben erwähnt – kaum gerechtfertigt. Ebensovienig gelingt auch hier der Vergleich mit den Serien der Osteifeler Normalfazies (Eckfeld- und Reudelsterz-Schichten; bei Annahme einer stratigraphi-



Abb. 14: Plattige Feinsandsteine in 30 bis 50 cm mächtigen Sequenzen (Pfeile), eingelagert in schwach feinsandige Siltschiefer. Lutzerather Wald (Bl. 5808 Cochem).



schen Position auf Ulmen-Niveau), so dass eine dahingehende Korrelation (s. Andeutungen bei SOLLE 1976, S. 15) nicht angebracht erscheint.

Südöstlich von Urschmitt setzt sich diese vergleichsweise sandig betonte Fazies zunächst nicht weiter fort. Hier zeigen sich die Hunsrückschiefer zum großen Teil in der ‚gewohnten‘ Ausbildung, d.h. in Form wenig differenzierter Ton-Siltschiefer-Sequenzen, bestenfalls mit vereinzelt Sandstein-Einschaltungen in cm-Bereich. Zum Hangenden, d.h. hier in südöstlicher Richtung fortschreitend, werden die im Bereich von Driescher- und Lutzerather Wald (im Straßenprofil an der L106) erschlossenen Ton- und Siltsteine jedoch häufiger durch dünn gebankte und plattige, zum Teil leicht rotstichige quarzitisches Silt- und Feinsandsteine unterbrochen. Der Schichtenaufbau zeigt damit einen wieder zunehmend deutlich höheren Anteil größerer Komponenten (gleichsam in Form ‚rauher-‘ oder sandiger Schiefer). Diese Entwicklung ist zwar auch hier nur im Gesamtbild erkennbar, da sich immer wieder mächtigere, nahezu sandfreie Ton-Siltschieferpakete zwischenschalten, im Überblick bleibt der Trend einer zum Hangenden stärker sandig betonten Lithofazies jedoch – auch nach Lesesteinen der Schuttdecke und in den Aushubwällen – unverkennbar.

### 3.2.2. Unterems-Stufe (ohne Ulmen-Unterstufe)

#### 3.2.2.1. Singhofen-Unterstufe

##### – Cochem-Schichten

Im Anschluss an die obere Teilfolge der hier ausgewiesenen ‚Hunsrückschiefer‘ sind nach den vorliegenden Lagerungsverhältnissen die Schichten der Singhofen-Unterstufe zu fordern.

Im näheren Mittelrhein-Gebiet und im Taunus wird (oder wurde; s. Kauber Fazies, Kap. 3.3.) die Basis der Singhofen-Schichten kartiertechnisch üblicherweise der mit dem ersten Nachweis der sogenannten Singhofen-Porphyroide definiert (s. u.a. ANDERLE 1987). Diese Marke verliert sich jedoch in südwestliche Richtung zunehmend, so dass bereits westlich von Kobern (Bl. Bassenheim) keine Möglichkeiten für dahingehende Gliederungen bzw. Schichtansprachen mehr gegeben sind. Da die klassische Bezeichnung als ‚Singhofener-Schichten‘ – u.a. im Sinne von A. FUCHS 1907 und QUIRING 1931, 1933, 1936 – im Wesentlichen mit dem Nachweis porphyroidführender Gesteine begründet wurde, mag hier im Sinne von LANGSDORF (1974) für die zwischen Kobern und Bad Bertrich erschlossene, offenbar porphyroidfreie Abfolge im Hangenden der Ulmen-Unterstufe die Bezeichnung ‚Cochem-Schichten‘ übernommen werden. Die genaue stratigraphische Position der Cochem-Schichten ist bislang nicht durch entsprechende Faunenfunde belegt, doch dürfte sich aus der regionalgeologischen Betrachtung eine Stellung in den Bereich der Singhofen-Unterstufe vermuten lassen. Ohne Porphyroide oder stratigraphisch verwertbare Faunenelemente gestaltet sich eine Trennung gegen die Liegend-Schichten allerdings problematisch, da die oben beschriebene Hunsrückschiefer-Fazies sich zunächst in Form mehr oder weniger gleichartiger Wechselfolgen sandig-quarzitischer und siltig-toniger Gesteinstypen in wechselnden Dominanzverhältnissen fortsetzt.

Nach ihrer lithologischen Beschaffenheit heben sich die Gesteine der Singhofen-Unterstufe zwar durch einen zunehmenden Sandanteil und vermehrt auftretende Anzeichen stärkerer Wasserbewegung (Kleinrippelgefüge u.a.) von den oberen Hunsrückschiefern der Region ab. Diese Eigenheiten treten jedoch erst am Top der Singhofen-Abfolge markanter und im Ganzen erheblich weniger deutlich als am Mittelrhein hervor, so dass entsprechende Abgrenzungen zum Liegenden in wesentlichem Maße aus dem strukturellen bzw. regionalgeologischen Rahmen abzuleiten sind.

Aus lithostratigraphischer Sicht mag sich bestenfalls mit nördlich von Urschnitt vermehrt (im Abstand von wenigen dm bis einigen cm) in die Siltschieferfolgen eingeschalteten plattigen Sandsteinen eine gewisse Wandlung des Schichtenaufbaus andeuten, der für eine – wenn damit auch willkürlich definierte – Grenzziehung herangezogen werden kann.

Die so von den Hunsrückschiefern abgegrenzten, in dieser Form mindestens 1000 m mächtigen Cochem-Schichten bilden grosso modo noch eine weitgehend uncharakteristische Abfolge aus tonigen Siltschiefern mit unregelmäßig, jedoch mehrheitlich im Abstand weniger dm eingeschalteten, braunen, seltener graublauen Feinsandsteinen in überwiegend plattiger, nur sehr vereinzelt dünn- bis mittelbankiger Absonderung.

Zum Hangenden treten einhergehend mit einer allgemeinen Zunahme sandiger Einschaltungen vermehrt sedimentologische Anzeichen stärkerer Wasserbewegung in Erscheinung, die auch hier den für die gesamte Moselregion typischen Trend einer zum Dach des Unterems fortschreitend regressiven Entwicklung dokumentieren. Neben zunächst noch sehr vereinzelt, auf dünne Horizonte beschränkten Kleinrippelgefügen in feinsandigen Siltsteinen sind in den oberen Abschnitten häufiger flach schrägschichtete Feinsandsteine in dm-mächtigen Absonderungen und Aufarbeitungslagen anzutreffen. Gleichsam finden sich hier schlecht sortierte, vereinzelt bereits leicht rotstichige Sandstein-Horizonte, die im Gegensatz zu unterlagernden Einheiten lateral auf relativ kurze Distanz (dadurch bei flacher Raumlage auch im Grabenprofil erkennbar) ausdünnen. Im übrigen treten jedoch auch in den oberen Partien der Cochem-Schichten abschnittsweise noch dunkelgraue bis blaugraue, mitunter leicht gebänderte Siltschiefer-Pakete größerer Mächtigkeit (einige Meter) zu Tage, die – ähnlich den basalen Partien – nur vereinzelt dünnplattige Einlagerungen quarzitischer Sandsteine enthalten.

Die Fossilführung ist in dieser Einheit ähnlich gering wie in den Hunsrückschiefern im Liegenden und in keiner Weise vergleichbar mit den lokal vergleichsweise fossilreichen Horizonten der Beinhausen-Schichten im Norden (s. Faunenlisten bei FUCHS 1974) oder den porphyroidführenden Singhofen-Schichten (ehem. ‚Bendorfer-Schichten‘ sensu FOLLMANN 1925, neuerdings in anderer Position; s. FRANKE 1998) der Mittelrhein-Region.

Reste hartteilebildender Fauna sind in den Cochem-Schichten offenbar nur sehr vereinzelt eingestreut und – soweit im Grabenprofil zu ersehen war – nicht zu Schillennenneswerter Mächtigkeit angereichert. Abschnittsweise relativ auffällig ist dagegen die ‚Spurenfauna‘ auf Schichtflächen siltig-toniger Gesteinstypen (im Aushub). Häufig dürfte es sich nach oberflächlicher Begutachtung jedoch auch um Gebilde rein physikalischer Entstehung handeln (Rillenmarken u.ä., durch rollend-schleifende Verdriftung massiver Objekte), die auch in diesen Sedimenttypen – zumindest episodisch begrenzt – stärkere, bodennahe Strömungen dokumentieren.

### 3.2.2.2. Vallendar-Unterstufe – Gladbach-Schichten

Für den tieferen Teil der Vallendar-Unterstufe im Bereich der Olkenbacher-Mulde übernahm SOLLE (1976) die von MARTIN (1960) für die Südeifel eingeführte Schichtbezeichnung der ‚Gladbach-Schichten‘, dort etwa stellvertretend für die Rittersturz-Schichten (unterer Teil der Vallendar-Schichten sensu FOLLMANN 1925) der Mittelrhein-Gliederung. Die Grenze zum Liegenden (Singhofen-Unterstufe) wird biostratigraphisch beiderorts mit dem Übergang von *Arduspirifer arduennensis prolatestriatus* in *A. a. la-testriatus* definiert (MITTMAYER 1982).

Als lithologisch bzw. lithostratigraphisch kartierbare Basis der Gladbach-Schichten erwähnt MARTIN (1960) einen Roteisen-Horizont, der von RÖDER (1957) über Blatt Hasborn bis ins Üßbachtal unterhalb Bad Bertrich (Bl. Alf) verfolgt wurde (s. auch SOLLE 1976). Wo dieser Horizont bzw. Möglichkeiten faunistischer Abgrenzungen fehlen, ist die Trennung gegen die Singhofen-Schichten nur mehr oder weniger subjektiv, aus der regionalgeologischen Stellung zum Hangenden und unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse abzuleiten.

Die Abgrenzung gegen die überlagernden Klerf-Schichten wird mit dem ersten Auftreten kräftiger Rot-Einschaltungen begründet (SOLLE 1976), was ‚nicht scharf aber einigermaßen brauchbar‘ (SOLLE 1976, S. 56) mit dem Einsetzen der für die Unteren Klerf-Schichten typischen ‚Scherbenschiefer‘ übereinstimmt.

Nach SOLLE (1976) bilden die Gladbach-Schichten eine im Südwesten der Olkenbacher Mulde rund 3 km mächtige Abfolge, die grob in einen unteren und einen oberen Abschnitt zu gliedern ist. Den unteren Abschnitt beschreibt SOLLE als regellose Wechselfolge aus feinkörnigen, vielfach dunklen, quarzitischen Sandsteinen, gelegentlich auch hellen, gut sortierten ‚Quarziten‘ und sandigen, oft flaserigen Siltschiefern mit zonenweise deutlicher zumeist jedoch diffuser Rotpigmentierung. Den oberen und größten Teil der Gladbach-Schichten bilden nach SOLLE sehr mächtige, rauhe, seltener glatte, oft ausgeprägt flaserige Siltschiefer. Häufiger finden sich darin größere Gleitwülste, vereinzelt auch Strömungs- und Wellenrippeln, die den Übergang in eine zum Top des Untereins sichtlich energiereichere Fazies andeuten. Im Zusammenhang mit sedimentologischen Merkmalen der Gladbach-Schichten sei an dieser Stelle auf im Grabenprofil bei Beuren nachgewiesene HCS-Gefüge (Hummocky-Cross-Stratification, HARMS et al. 1975) hingewiesen, welche typischerweise eine Fazies im Bereich zwischen Sturm- und Orkanwellenbasis (Übergangszone zwischen Vorstrand und innerem Schelf) abbilden (AIGNER & REINECK 1982).

Die im unteren Teil dieser Einheit verbreiteten, feinsandigen Ton-Siltsteine und siltreichen Feinsandsteine, in der älteren Literatur (u.a. SOLLE) und auch heute noch häufig der Definition nach nicht korrekt als ‚Grauwackenschiefer‘ und ‚Grauwackensandsteine‘ bezeichnet, treten weitgehend zurück. Ebenso bleiben Rotzonen diffus und auf Einzelfälle beschränkt (SOLLE 1976). Im Übrigen erlauben rasche laterale Wechsel der im Gesamtbild wenig charakteristischen Petrofazies auch hier keine genaueren Korrelationen verschiedener Ablagerungsbereiche oder gegenüberstellende Vergleiche mit den Verbreitungsgebieten am Ostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone (s. FUCHS 1971, 1974). In dieser Form entsprechend (auch durch den stratigraphischen Kontakt zu den Klerf-Schichten) den Oberen Gladbach-Schichten zuzuweisen, ist die Abfolge im Grabenprofil zwischen einer Linie Pfahlberg-Burgberg und Scheerenberg bei Beuren. Eine stärker sandige Basis im Sinne der von SOLLE (1976) und MARTIN (1960) beschriebenen ‚Unteren Gladbach-Schichten‘ konnte nördlich davon nicht wirklich markant ausgewiesen werden, so dass die Liegendgrenze nur schwer zu erfassen ist. Zwar sind auch in diesem Profilabschnitt unregelmäßig graue und braune quarzitisches Grobsilt- bis Feinsandsteine in Bänken von einigen cm bis dm Mächtigkeit eingeschaltet, dickbankige Sandsteine oder helle bis nahezu weiße Quarzite wurden in der bei SOLLE erwähnten Form jedoch nicht beobachtet. Es ist allerdings einschränkend anzumerken, dass in der Region größere Abschnitte des Grundgebirges durch känozoische Lockersedimente (größer 3 m Mächtigkeit) verdeckt sind und im Grabenprofil nicht eingesehen werden konnten. Der Übergang zwischen Singhofen- und Vallendar-Unterstufe ist hier entsprechend nur mehr oder weniger willkürlich zu bestimmen. Das erste Erscheinen dickbankiger, quarzitischer Sandsteine wenig nördlich von Beuren dürfte eine Abgrenzung von den typi-

scherweise weitgehend durch siltig-tonige Gesteine mit dünneren Sandsteinplatten geprägten Cochem-Schichten der Region jedoch nahelegen. Die relative Nähe zum höheren Unterems mag hier ebenfalls aus der bereits unübersehbar ausgeprägten Rotpigmentierung abgeleitet werden. Dabei ist allerdings hervorzuheben, dass diese Färbungen allgemein gänzlich diffus, vor allem in den Verwitterungsbildungen des Oberbodens verbreitet sind, wodurch sich eine Verknüpfung mit stratigraphischen Aussagen nur schwer glaubhaft vermitteln lässt.

Der Übergang zu den Klerf-Schichten im Hangenden dieser zum größten Teil überkippt lagernden Abfolge ist im Grabenprofil südlich von Beuren, etwa 500 m südlich des Scheerenberges zu suchen. Dunkle, z.T. an Sedimentgefügen reiche quarzitisches Sandsteine und sandige Siltsteine der höheren Gladbach-Schichten werden in dieser Region von relativ homogenen, kaum Schichtungsmerkmale enthaltenden ‚Scherbenschiefer‘ der Klerf-Schichten in vermutlich nicht-gestörter Abfolge abgelöst.

Die Mächtigkeit der Gladbach-Schichten im Bereich des Grabenprofils ist wegen der tektonischen Überprägung schwer zu ermitteln und kann nur durch großflächige Aufnahmen näher bestimmt werden. Die von MARTIN (1960) für die gesamte Abfolge (Untere und Obere Gladbach Schichten) geschätzten Größenordnungen von bis zu 3500 m (s. auch SOLLE 1976) scheinen etwas zu hoch angesetzt. Eine erhebliche, sicher deutlich über 2000 m liegende Gesamtmächtigkeit kann angesichts der Verbreitung dieser Einheit – auch aus der räumlichen Position im zentralen, allgemein durch hohe Sedimentmächtigkeiten gekennzeichneten Faziesbereich des Mosel-Lahn-Troges (s. MEYER & STETS 1980) – jedoch angenommen werden.

#### – Klerf-Schichten

In der Region zwischen Treis-Karden und Cochem verzahnen sich die Nellenköpfchen-Schichten der Mittelrhein-Gliederung mit den Klerf-Schichten der Südosteifel. Der Begriff ‚Klerf-Schichten‘ wurde von SOLLE (1937) erstmals auch auf die bevorzugt roten Schichten in randmariner bis brackisch-nichtmariner Fazies am Westrand der Moselmulde übertragen und biostratigraphisch dem Unterems zugewiesen.

Nach SOLLE (1976) sind die Klerf-Schichten der Olkenbacher-Mulde in drei Horizonte (Untere, Mittlere und Obere Klerf-Schichten) zu gliedern. Diese Dreiteilung ist im kartier-technischen Gebrauch offenbar jedoch nicht allenthalben umsetzbar, in der Praxis hat sich daher die Aufteilung in zwei Abschnitte (Untere/Obere Klerf-Schichten) als zweckmäßiger und im Allgemeinen deutlich nachvollziehbar erwiesen (s. SOLLE 1976, S. 31).

Die untere Teilfolge (Untere und Mittlere Klerf-Schichten sensu SOLLE) bildet nach SOLLE überwiegend schlecht entmischte, scherbis bis muschelig brechende Schiefer (‚Scherbenschiefer‘) und ‚Grauwacken‘ (gemeint sind siltreiche Feinsandsteine) mit plattiger und bankiger Absonderung. Daneben treten rauh-blättrige, sandige Ton- und Silt-schiefer sowie quarzitisches Sandsteine, oftmals mit dünnplattiger Absonderung hervor, die stellenweise an den oberen Teil der Abfolge erinnern und unter einer Vielzahl sedimentärer Gefüge häufig Gleitsedimente enthalten. Als typisch beschreibt SOLLE auch hier die lateral rasch wechselnde Lithofazies, die – ebenso wie es im nördlichen Verbreitungsgebiet (Westeifel) der Fall ist – eine lithostratigraphisch enger gefasste Korrelation räumlich entlegener Sequenzen nicht gestattet. Entsprechend können die Klerf-Schichten in der Umrandung der Eifeler Nord-Süd-Zone mit den hier (im Moselgebiet) erschlossenen Folgen nur grob, etwa durch allgemeine Faziesmerkmale (Sedimentgefüge, Fossilführung), charakteristische Lithotypen (z.B. ‚Scherbenschiefer‘, im südlichen Verbreitungsgebiet der Westeifel auch ‚Vorläuferquarzite‘ in geringer Mächtigkeit) oder die mehr oder weniger deutlich hervortretende Rotpigmentierung verglichen werden. Die

hell- bis dunkel-, oft violettrote Färbung der Gesteine tritt SOLLES Angaben zufolge besonders ausgeprägt in den Unteren Klerf-Schichten hervor und reicht hier von einige Meter dicken Lagen bis zu geschlossenen, mächtigeren Teilfolgen. Graue bis helle bzw. nicht rot durchgefärbte Gesteine sind in den Unteren Klerf-Schichten seltener und oftmals auf die stark verdichteten, quarzitischen Sandsteine beschränkt.

Die Oberen Klerf-Schichten bilden nach SOLLE einen 200 bis 250, lokal bis über 300 m mächtigen Abschnitt aus überwiegend gut entmischten, oft glimmerreichen quarzitischen Fein- bis Mittelsandsteinen und ‚Grauwacken‘ mit eingeschalteten, hellen Quarzitbänken, die im Gelände oftmals Höhenzüge und Gipfel abbilden. Roteinschläge reichen von leichter Punktierung bis zur vollständigen Durchfärbung, die insgesamt noch deutlicher und geschlossener als in den Unteren Klerf-Schichten hervortritt (SOLLE 1976).

An dieser Stelle sei allerdings nochmals darauf hingewiesen, dass Roteinfärbungen der Gesteine als Kriterium der stratigraphischen Ansprache alleine kaum geeignet sind. Zudem hat sich im Grabenprofil zwischen Alf/Mosel und Beuren sehr lebhaft der Eindruck vermittelt, als sei diese bereits im Oberboden der Landschaft deutlich hervortretende Rotfärbung im Wesentlichen durch die Überlagerung entsprechend pigmentierter Deckschichten, etwa eine frühere Rotliegend-Überdeckung oder auch lateritische Verwitterungsbildungen bedingt. Immerhin zeigt sich bereits in der geringen Grabentiefe von nur knapp 3 m eine vertikale Verbreitung der Roteinflüsse, die von intensiv-roter Durchfärbung des verlehmtten Oberbodens über eine mehr oder weniger starke Imprägnierung vermürbter Gesteine in mittleren Tiefen (2 m) stark abnimmt. An weniger verwittertem Gestein im Bereich der Grabensohle (bei etwa 3 m Aufschlusstiefe) konnte mitunter keine oder nur eine sehr geringe, in der Regel auf die wasserführenden Klüftflächen begrenzte Rotfärbung beobachtet werden. Auch zeigt sich deutlich, dass die Durchfärbungstiefe neben der Lithologie, Klüftigkeit und dem Grad der Verwitterung stark von der Raumlage der Gesteinsschichten bestimmt wird (dahingehende Zusammenhänge werden derzeit in parallel betriebenen, bodenkundlichen Aufnahmen der Universität Gießen und des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz untersucht). Der Gedanke an eine primäre Rotfärbung der Gesteine ist daher mitunter nur schwer zu vermitteln, womit sich nicht nur die Frage nach paläogeographischen Zusammenhängen (vgl. dazu SOLLE 1970, 1976, wo zumindest ein Teil der Rot-Schüttungen von der für das höchste Unterems und große Teile des Oberems postulierten Hunsrück-Insel abgeleitet wurde), sondern auch jene nach der kartiertechnischen bzw. stratigraphischen Verwertbarkeit roter Gesteinsfolgen stellt.

Zum Hangenden nimmt der Anteil vollständig verkieselter und gut entmischter Sandsteine (‚Quarzite‘, ‚Glaswacken‘) in überwiegend plattiger Absonderung allgemein zu und prägt den über durchaus erhebliche Mächtigkeiten (je nach Definition zwischen 20 und grösser 50 m) sich erstreckenden lithofaziellen Übergang zum Emsquarzit der Region. Gesteine in typischer Emsquarzit-Fazies konnten im Grabenprofil zu beiden Seiten des Moseltales nördlich von Alf bzw. Bullay nachgewiesen werden. Die plattigen und gebankten ‚Quarzite‘ und quarzitischen Sandsteine bilden hier einen überwiegend steil überkippt lagernden Zug, der von den Höhen des ‚Sollig‘ bei Alf über das Moseltal hinweg (dort selbst wohl an einer etwa Nord-Süd streichenden Diagonalstörung rechtehändig versetzt; s. Kap. 4.3.2.) über ‚Lehkopf‘ und ‚Ginsterberg‘ nördlich bzw. nordwestlich von Bullay zu verfolgen ist. Nach den Ansprachekriterien und Kartierungen SOLLES (1976) werden die bereits sehr hellen quarzitischen Sandsteine und Quarzite im Bereich des Sollig (nördlich Alf) allerdings noch den Oberen Klerf-Schichten zugewiesen und als ‚Vorläufer-Quarzite‘ von gleichartigen Gesteinen des Emsquarzit abgetrennt, der in der Region – trotz annähernd vollständiger, d.h. nicht tektonisch reduzierter Ausbil-

dung – eine Mächtigkeit von nur knapp 40 m (oder weniger!) erreichen soll (vgl. SOLLE 1976, S. 70).

Angesichts der typischen Emsquarzit-Lithologie fällt es aus rein lithostratigraphischer Sicht und entsprechend begründeter Schichtansprache allerdings schwer, eine dahingehende Ansprache als Klerf-Schichten nachzuvollziehen. Die Grenze zum Oberems mag daher etwa am nordöstlichen Abhang des ‚Sollig‘ gesucht werden, womit für die ‚Vorläufer-Quarzite‘ des höchsten Unterems – bei einer Mächtigkeit von etwa 20 bis 30 m im Bereich nördlich des Hirzborn-Kopfes, dort gelegentlich noch unterbrochen durch kleinere Emsquarzit-Mulden (s. Abb. 20) – ausreichend Raum verbleibt. Nördlich bzw. nordwestlich davon folgen die Oberen Klerf-Schichten in Form von plattig bis dünnbankig abgesonderten, mitunter noch sehr hellen, oft auffallend glimmerreichen Sandstein-Folgen im Meter-Maßstab, wechsellagernd mit schlecht entmischten, selten gebänderten Siltschiefer-Paketen ähnlicher Mächtigkeit.

In den siltigen, durch Schieferung und engständige Kluftsysteme (sf<sub>2</sub>?) überprägten (Abb. 15), mithin beständig zu rhombisch-griffeligen Fragmenten zerfallenden Gesteinstypen findet sich das für eine randmarine bzw. tidal beeinflusste Fazies charakteristische Spektrum sedimentärer Gefüge (s. u.a. WUNDERLICH 1970; SOLLE 1970, 1976). Die sandigen Gesteine enthalten gelegentlich (im Vergleich mit dem Mittelrhein-Äquivalent jedoch nicht allzu häufig) Schrägschichtungsgefüge, rinnenartige Erosionsformen und größere, den bei SOLLE (1970, 1976) beschriebenen Slump-Strukturen ähnliche Sedimentdeformationen, die hier – entgegen den Beobachtungen SOLLES (1976) – offenkundig einen südwärtigen Bewegungssinn ausdrücken (Abb. 16).

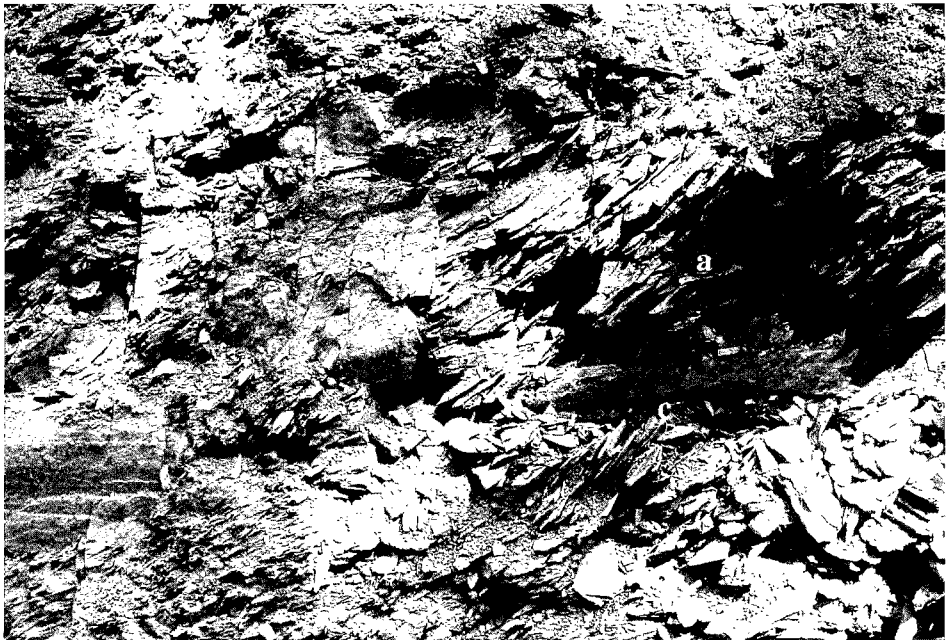


Abb. 15: Siltschiefer-Pakete in den oberen Klerf-Schichten nordwestlich Alf. Im Bild erkennbar sind Schieferungsflächen (a) und engständige Kluftsysteme (b). Schichtung (c) hier flach Nordwesten-fallend (Bl. 5908 Alf).



Abb. 16: Südöstlich-gerichtete Slump-Struktur in den Oberen Klerf-Schichten nordwestlich von Alf/Mosel (Bl. 5908 Alf).

Eine – faziell bedingt – typischerweise durch Bivalven beherrschte Makrofauna konnte im Grabenprofil nicht nachgewiesen werden. Es ist dies jedoch sicher Folge der durch Vertikalschnitte gezeichneten Aufschlussverhältnisse, durch die auf Schichtflächen in der Regel nur ‚eingestreute‘, d.h. nicht in Schill-Horizonten mit vertikaler Mächtigkeit akkumuliert vorkommende Fossilien wohl schlicht nicht zur Kenntnis genommen wurden (s. Kap. 5.). Die für die Regressionsbildungen charakteristischen, kohlgigen Pflanzenhäcksel wurden nur selten (an drei Stellen) in den Oberen Klerf-Schichten, dort selbst nur in geringster Ausdehnung (sub-cm-Maßstab) beobachtet, relativ häufig jedoch als diffus verteilte ‚Einsprenglinge‘ in mürben, hellen Sandsteinen. Flözartige Anreicherungen bis zu dm- Mächtigkeit, wie sie aus den Nellenköpfchen-Schichten im Bereich der unteren Mosel (z.B. im Dünnbachtal; ELKHOLY & KRÖLL in Vorb.) bekannt sind, scheinen in den Klerf-Schichten der Region dagegen nicht aufzutreten.

Die Mächtigkeit der im oben beschriebenen Sinn abgegrenzten Klerf-Schichten konnte im Grabenprofil kaum sicher erfasst werden, da Liegend- und Hangendgrenze einer ungestörten Abfolge vermutlich nicht erschlossen sind. SOLLE (1976, S. 241) schätzt die Gesamtmächtigkeit dieser Einheit am Ostrand der Olkenbacher Mulde (bei Alf) auf rund 1500 m, MITTMAYER (1972) erwähnt bis zu 2000 m, womit Größenordnungen erreicht werden, die deutlich über jenen der Westeifel (s. Kap. 3.1.) liegen dürften.

### 3.2.3. Oberems-Stufe

Das nach Vorschlägen SOLLES (1972) als eigenständige Stufe ausgewiesene Oberems wird an Mittelrhein und Mosel nach biostratigraphischen und (litho)fazialen Eigenheiten in Lahnstein-, Laubach- und Kondel-Unterstufe gegliedert (SOLLE 1937, 1972).

Insgesamt zeichnet sich die im Kernbereich der Moselmulde (bzw. Olkenbacher-Mulde) zutage tretende Oberems-Abfolge durch vergleichsweise charakteristische Variationen des lithologischen Erscheinungsbildes aus. Im Vergleich zu den überwiegend schwer gliederbaren Gesteinsfolgen der Unterems-Stufe bieten sich daher verhältnismäßig günstige Voraussetzungen für kartiertechnische Aufnahmen bzw. (litho)stratigraphische Gliederungen, zusätzlich begünstigt durch eine vergleichsweise reichhaltige Fossilführung.

Die nachfolgend besprochenen Oberems-Einheiten wurden im Profilschnitt als solche kenntlich gemacht, zu Gunsten einer lesbaren Abbildung musste von einer maßstabsgerechten Darstellung der Mächtigkeiten (bei Größenordnungen um oder unter 300 m) jedoch abgesehen werden. Die realen bzw. aus der Geländeaufnahme abgeleiteten Mächtigkeitsdaten sind dem Text zu entnehmen.

### 3.2.3.1. Lahnstein-Unterstufe

#### – Emsquarzit

Die Basis des Oberems bzw. der Lahnstein-Unterstufe wird in weiten Teilen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges durch den Emsquarzit markiert, der in seiner auffälligen petrographischen Beschaffenheit einen wichtigen Bezugshorizont für lithostratigraphische Gliederungen und Aufnahmen des devonischen Grundgebirges darstellt.

In seiner typischen Ausbildung bildet der ‚Emsquarzit‘ eine mehrere zehner Meter bis – je nach Definition – über 200 m mächtige Abfolge aus weitgehend fossilereen, hellen, gut sortierten Quarzsandsteinen mit plattiger bis bankiger Absonderung, die nur selten siltig-tonige Zwischenmittel geringer Mächtigkeit einschließen. Häufig entwickeln die gut sortierten Fein- bis Mittelsande ein eng verzahntes, durch quarzitisches Bindemittel stark verdichtetes Korngefüge (der Definition nach nicht gänzlich korrekt als Quarzite, wegen des mitunter scharfkantig-splittigen Bruchverhaltens volkstümlich auch als ‚Glaswacken‘ bezeichnet). Der so ausgebildete ‚Emsquarzit‘ hebt sich von den zumeist mehr oder weniger ‚unreinen‘ Sandsteinen anderer Schichtglieder deutlich ab, so dass sich dessen Verbreitung bereits aus der Lesedecke, wegen der relativ resistenten Lithologie häufig – vor allem bei steiler Raumlage der Schichten – auch aus dem Verwitterungsrelief bzw. der Gelände-Morphologie relativ verlässlich ableiten lässt. Wie oben erwähnt, treten im Moselgebiet sehr ähnliche bis gleichartige Gesteine jedoch bereits im höchsten Unterems in beachtlicher Mächtigkeit in Erscheinung (s. auch SOLLE 1976, S. 69). Soweit sich diese Folgen durch entsprechende Unterems-Faunen noch den Klerf-Schichten zuweisen lassen, ist eine Ausgrenzung als ‚Vorläufer-Quarzit‘ möglich. Häufig scheitern dahingehende Trennungen jedoch an einer ausgesprochenen Fossilarmut der quarzitischen Sandsteine, so dass die Grenze zwischen Unter- und Oberems kartiertechnisch in der Regel auch hier nur subjektiv und mit einer gewissen Unsicherheit zu erfassen ist. Es sind damit im gesamten Verbreitungsgebiet durchaus unterschiedliche Meinungen über die Verbreitung dieser Einheit – und die damit verbundene Kartierung stratigraphischer Grenzen – üblich. Kaum verständlich ist allerdings, warum der Emsquarzit im Bereich des Grabenprofils nach Darstellungen SOLLES (1976) derart geringmächtig, lokal (am westlichen Moselhang) sogar gänzlich ausfallen soll (vgl. auch GÜK 200, Bl. Trier). Wie oben erwähnt ergibt sich nach den gewonnenen Einsichten vielmehr eine Emsquarzit-Folge, die in einem überkippt nach Nordwesten einfallenden Zug zwischen ‚Sollig‘ und ‚Lehkopf‘ (Abb. 17) und in einem rund 50 m breiten (z.T. wohl auch den ‚Nachläufer-Quarziten‘ der Flußbach-Schichten anzugliedernden) Streifen südöstlich dieser Linie untergebracht werden muss.



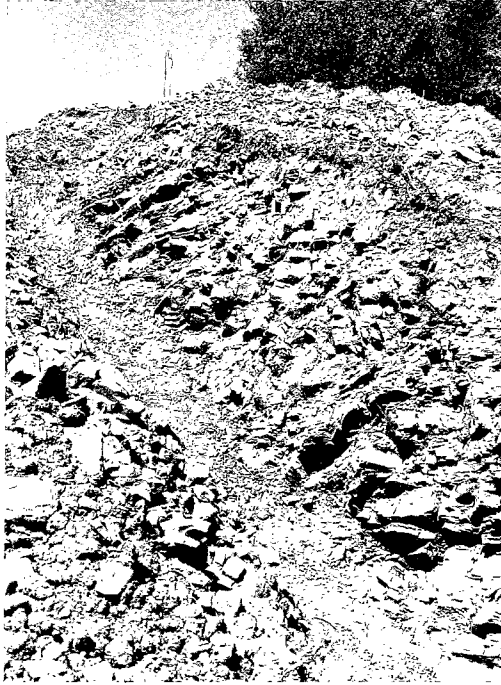


Abb. 17: Quarzitische, in natura leicht rotsichtige Sandsteine und ‚Quarzite‘ in gebankter bis plattiger Absonderung. Schichtlagerung überkippt, ca 75° NW fallend, im Bild stark durch Hakenschlagen verstellt. Ankerbachtal am Osthang des ‚Lehkopfes‘ nordwestlich Bullay/Mosel (Bl. 5908 Alf).

Es bleibt daher zu betonen, dass die nordwestlich Alf anstehenden, durchaus mächtigen Folgen in Emsquarzit-Fazies – zumindest bei lithostratigraphischen Aufnahmekriterien – keinerlei Anlass geben, für die Region des Grabenprofils von tektonisch (und/oder faziell) bedingt stark, bis hin zum Total-Ausfall verringerten Emsquarzit-Mächtigkeiten auszugehen. Selbst bei eng gefasster Ansprache und Ausgrenzung mehrerer 10-er Meter mächtiger Vor- und Nachläufer-Quarzite verbleiben Größenordnungen von etwa 100 m, die – soweit biostratigraphisch nicht anders belegt (bei SOLLE werden für die Region tatsächlich keine Faunenfunde angegeben) – eine Ansprache anders als Emsquarzit kaum vernünftig erscheinen lassen.

Abgesehen von dieser beiderseits der Mosel – an einer annähernd Nord-Süd-streichenden Diagonalstörung offenkundig versetzt – ausstreichenden Folge ist der Emsquarzit im Grabenprofil nicht mehr angeschnitten. Die nach der GÜK 200, Blatt Trier zwischen Grenderich und Morizheim (nach Art eines tektonischen Fensters) zutage tretenden Emsquarzit-Züge wurden im Verlauf der Trasse nicht erreicht.

#### – Flußbach-Schichten

Für den Bereich der Olkenbacher Mulde führte SOLLE (1976) die nach der Ortschaft Flußbach benannten ‚Flußbach-Schichten‘ ein, entsprechend den Hohenrhein- und basalen Laubach-Schichten der Mittelrhein-Gliederung. Nach SOLLE ist diese Einheit definiert durch überwiegend stark quarzitisches, rote Sandsteine, häufig rotgepunktete, quar-

zitische Plattensandsteine und zurücktretend graue Siltschiefer. Als typisch für die Sandsteine des mittleren und oberen Teils dieser Abfolge beschreibt SOLLE das – neben einer umfangreichen Zweischaler- und Brachiopoden-Fauna – zum Teil bankbildend massiert angereicherte Auftreten von Crinoiden-Stielgliedern. Die Fossilführung der Schieferpartien beschränkt sich dagegen auf nur unbedeutende Lagen mit *Chondrites*-Wühlgefügen (SOLLE 1976). In den obersten Partien der Flußbach-Schichten sind nach SOLLE (1976) die für die mittlrheinischen Hohenrhein-Schichten charakteristischen Fossilhorizonte mit bruchstückhaften Exhuvien von *Digonus gigas* häufiger anzutreffen. An Leitformen findet sich in der Hauptmasse der Flußbach-Schichten die normale Lahnstein-Fauna, im obersten Teil bereits die tiefe Laubach-Fauna mit *Paraspirifer praecursor*.

Die Abgrenzung zum Liegenden beschreibt SOLLE (1976, S. 66–69) als ‚scharf‘, definiert mit dem ‚Verschwinden der typischen, voll eingekieselten bankigen Quarzite des Emsquarzit‘. Nach den Eindrücken im Grabenprofil (und an anderer Stelle) muss die Natur einer scharfen Grenze allerdings in Frage gestellt werden, da der Emsquarzit der Region – wie oben erwähnt – zum Hangenden ebenso wie zum Liegenden ausgesprochen fließende lithologische Übergänge bildet (‚Vor- und ‚Nachläufer-Quarzite‘). Während sich die ‚Vorläufer-Quarzite‘ der obersten Klerf-Schichten dabei – zumindest prinzipiell – durch Unterems-Faunenelemente abgrenzen lassen, bleibt die Trennung gegen die Flußbach-Schichten in Ermangelung typischer Emsquarzit-Leitformen schwierig, da sich diese glaswackenartigen (Ems-)Quarzite im Profil faktisch nicht – wie bei SOLLE hervorgehoben – scharf in einer ‚Hangendbank‘ ausgrenzen lassen. Entsprechend verbleibt im Aufschluss bzw. Profil ein nicht unbeträchtlicher Spielraum für subjektive Ansprachekriterien, die von einer scharfen Grenzziehung zweifellos weit entfernt sind. Auch das bei SOLLE angeführte Kriterium einer im Liegenden und Hangenden des Emsquarzit (i.e.S.) stärker betonten Rotpigmentierung kann in der Region um Alf nicht überzeugen, zumal diese, wie bereits angedeutet, in gewisser Abhängigkeit von Topographie und Raumlage, offenkundig stark durch den regional unterschiedlich starken Grad der Verwitterung geprägt ist. Im hier beschriebenen Profil wurde die (rein fazielle) Grenze gegen den Emsquarzit am weitgehend durch Schuttmassen verhüllten, durch die dichte Lesecke jedoch gut kartierbaren Westhang des Ginsterberges gesucht. Östlich davon treten neben hellen ‚Quarziten‘ bereits vermehrt dunklere, quarzitishe, überwiegend plattig abgesonderte Feinsandsteine mit geringmächtigen Siltschieferinlagerungen hervor, die sich von der typischen Emsquarzit-Fazies mehr oder weniger deutlich unterscheiden lassen. Signifikante Kornvergrößerungen in den Mittelsandbereich, wie sie SOLLE aus dem oberen Flußbach-Schichten der Olkenbacher Mulde beschreibt (es werden Korngrößen von über 0,5 mm erwähnt) scheinen im Bereich des Grabenprofils nicht nachweisbar (soweit dies mit Feldmethoden zu ermitteln war). Allerdings zeichnet sich hier der aus dem Mittelrheingebiet bekannte Trend einer zum Hangenden zunehmenden Kornverfeinerung und schlechteren Entmischung nicht in gleichem Maße deutlich ab. In den tieferen und mittleren Partien der im Bereich der Trasse mit den Flußbach-Schichten SOLLES parallelisierten Abfolge finden sich vereinzelt Schill-Lagen, oftmals reich an Crinoiden-Ossikeln, die jedoch nicht in monotypischen Anreicherungen beobachtet wurden (vgl. SOLLE 1976). Die mehrheitlich zwischen 0,5 und 1 cm (kaum über 2 cm) mächtigen Schille bilden hier überwiegend stark eisenschüssig verwitternde Horizonte, die zwar relativ auffällig hervortreten, in dieser Form jedoch kaum eine Fossil-Bergung in brauchbarem Zustand gestatten. Zudem scheinen die Schille – offenbar faziell bedingt – einen hohen Anteil an nicht mehr auflösbarem, oft mit Crinoiden-Stielgliedern vermengten Schalendetritus zu enthalten, der neben einem relativ hohen Anteil sandiger Gesteinstypen und vereinzelter Aufarbeitungslagen auf eine energiereichere Fazies bzw.

mehrfache Sedimentumlagerung hinweist. Insgesamt bleibt der vollmarine Charakter dieser Einheit nach den darin überlieferten Faunenelementen und sedimentologischen Eigenheiten jedoch – ebenso wie im Mittelrheingebiet – deutlich nachvollziehbar. Es mag daher zur Diskussion gestellt werden, ob die Merkmale dieser Abfolge am äußersten Ostrand der Olkenbacher Mulde noch eine von der gängigen Mittelrhein-Gliederung abweichende Schichtbezeichnung erforderlich machen. Wie erwähnt, zeigen sich zwar gewisse Unterschiede in Schichten und Lithologie, diese Feststellung gilt allerdings auch für andere Lokalitäten am Unterlauf von Mosel und Lahn. Sieht man die Flußbach-Schichten in ihrer lithologisch-faziellen Position vor allem als typische Übergangsfazies zwischen dem sandigen Emsquarzit und den stärker pelitisch geprägten Serien des mittleren und höheren Oberems, so bleibt auch die Bezeichnung als Hohenrhein-Schichten – vor allem in der Ergänzung durch leitende Faunenelemente – durchaus brauchbar. Wenn hier dennoch die stratigraphische Gliederung SOLLES Verwendung findet, so wegen der räumlichen Beziehung zur Olkenbacher Mulde und den für die Region charakteristischen Rotpigmentierungen. Die in diesem Sinne vor allem durch ihre stratigraphische Position im Hangenden des Emsquarzit angesprochenen Flußbach-Schichten erreichen eine Gesamtmächtigkeit von etwa 200 bis 250 m.

### 3.2.3.2. Laubach-Unterstufe – Höllenthal-Schichten

Als Ersatz für die Laubach-Schichten der Mittelrhein-Gliederung führte SOLLE (1976, S. 66) im Bereich der Olkenbacher-Mulde den Begriff ‚Höllenthal-Schichten‘ ein, da diese in Lithologie und Fauna in der Umgebung des ‚Höllenthals‘ bei Alf gut erschlossen sind. Stratigraphisch entspricht diese Einheit etwa der Laubach-Unterstufe, der basale Abschnitt wird jedoch (faziell begründet) noch den Oberen Flußbach-Schichten bzw. der Lahnstein-Unterstufe im Liegenden zugeschlagen. Die lithostratigraphische Abgrenzung zum Liegenden beschreibt SOLLE (1976, S. 105) – trotz des allmählichen Gesteinswechsels – als im Allgemeinen gut kartierbar, durch ein rasches, bereits morphologisch und in der Lesesteindecke deutlich vernehmbares Zurücktreten stärker quarzitischer Sandsteine. Vor allem die für die Flußbach-Schichten typischen, gut sortierten, oft rotgepunkteten quarzitären Plattensandsteine werden selten und zunehmend durch schlechter entmischte Sandsteine ersetzt. Roteinflüsse nehmen im oberen Teil dieser Einheit stark ab und sind im Wesentlichen auf dünne Sandsteineinlagerungen beschränkt. Mit Abnahme des Sandgehaltes nimmt gleichsam der Anteil sandhaltiger Siltschiefer (früher häufig mit dem Begriff ‚Grauwacke‘ oder ‚Grauwackenschiefer‘ angesprochen) bis zum Überwiegen zu, oftmals – ebenso wie am Mittelrhein – in typischer Weise bioturbiert durch *Chondrites*. Die lithostratigraphisch kartierbare Hangend-Grenze verbindet SOLLE (1976, S. 66) mit dem Ende der Roteinschaltungen, biostratigraphisch mit dem Auftreten der typischen Kondel-Fauna (s. dazu SOLLE 1976, S. 103 und MITTMEYER 1982).

Im Überblick läßt der Aufbau der Höllenthal-Schichten in dieser Form – ebenso wie im Mittelrhein-Äquivalent der Laubach-Schichten – eine grobe Zweiteilung in einen unteren, noch stärker sandig betonten und einen oberen, zunehmend pelitisch geprägten Abschnitt erkennen. In der sandigen, etwa dem unteren Drittel entsprechenden Teilfolge finden sich der Definition SOLLES entsprechend noch überwiegend bankige, zum großen Teil quarzitisches gebundene, bräunliche, nicht selten schräggeschichtete Feinsandsteine, die jenen der höheren Flußbach-Schichten recht ähnlich sind (Abb. 18). Im Vergleich sind die Sandsteine hier jedoch häufig schlechter entmischt, d.h. durch einen höheren Ton/Silt- bzw. Matrix-Anteil gekennzeichnet. Als von den mittelrheinischen Laubach-Schichten abhebendes Merkmal bleibt dabei die im engen regionalen Ver-



Abb. 18: Schlecht entmischte, z.T. flach schrägeschichtete Feinsandsteine der Unteren Höllenthal-Schichten (Bl. 5909 Zell).

gleich zwar nach wie vor auffallende, im Ganzen jedoch deutlich geringere Fossilführung zu bemerken. Damit einhergehend scheinen auch die für die Mittelrhein-Region so typischen, sehr kompakten ‚Kalksandsteine‘ (karbonatisch zementierte Feinsand- und Grobsiltsteine) und Fossilien in kalkschaliger Erhaltung kaum noch aufzutreten. Soweit mit Feldmethoden zu ermitteln (HCL 10%) sind Karbonatanteile in den Höllenthal-Schichten (im Grabenprofil) nicht oder nur in geringem Gehalt nachweisbar und bleiben in der Regel auf die unmittelbare Nähe zu fossilführenden Horizonten (Schille) im unteren Drittel der Abfolge beschränkt.

Im mittleren und oberen Drittel lassen die Höllenthal-Schichten ebenfalls in einer den Laubach-Schichten vergleichbaren Form die erwähnte Abnahme des Sortierungsgrades (Sandsteine) und eine Zunahme des Anteils rein pelitischer Zwischenmittel (tonige Fein- bis Mittelsiltsteine) erkennen. Im mittleren Teil zeigen sich vereinzelt zwar noch stärker sandig betonte Abschnitte, allgemein jedoch im Wechsel mit mehr oder weniger stark tonigen, in Horizonten häufiger durch *Chondrites* bioturbirten Ton- und Siltsteinen im dm- bis m-Maßstab, so dass geschlossene Sandstein-Folgen von über 1 m Mächtigkeit nicht mehr auftreten.

Im oberen Drittel nimmt die Mächtigkeit der überwiegend scharf abgegrenzten Sandeinschaltungen – wenn auch nicht kontinuierlich so doch im Ganzen unübersehbar – ab. Es vermittelt sich damit ein den Mittelrhein-Verhältnissen vergleichbar reger Wechsel aus geringmächtigen Sandstein-Horizonten (in der Mehrzahl zwischen 3 und 5 cm) und Schiefer-Zwischenmitteln in überwiegend ähnlicher, nur abschnittsweise mächtigere Ausdehnung. Im Verein mit sehr vereinzelt auftretenden Wellenrippel-Gefügen und

Anzeichen rascher Schüttung liegt in Analogie zur Mittelrhein-Fazies (s. ELKHOLY 1998) auch hier die Vermutung nahe, diesen wechselhaften Aufbau als Folge event-induzierter Zustandsänderungen (Sturmfluten) zu verstehen. Gleichmaßen deutlich bleibt dabei der Trend einer transgressiven Entwicklung vom Liegenden zum Hangenden erkennbar, der sich im Vertikalprofil der Höllenthal-Schichten ebenso abzeichnet wie in der gesamten Oberems-Abfolge.

Ähnlich wie im Liegenden zeigen die Höllenthal-Schichten des Grabenprofils abschnittsweise eine diffuse Rotüberprägung (im Schutt besser erkennbar als im frischen Anschnitt), sehr selten (in drei räumlich eng benachbarten Horizonten beobachtet) auch intensivere Roteinfärbungen, die noch eine deutlichere Beziehung zur Schichtung erkennen lassen. Im Gesamtüberblick verbleibt jedoch – abgesehen von der erheblich geringeren Fossilführung – eine in Fazies, Lithologie und Sequenzaufbau stark an die Laubach-Schichten der Mittelrhein-Region erinnernde Einheit, womit sich auch hier die Frage nach Sinn und Notwendigkeit einer von der klassischen Mittelrhein-Gliederung (FOLLMANN 1925, QUIRING 1933) abweichenden Schichtbezeichnung stellt.

Die in der oben beschriebenen Form charakterisierten Höllenthal-Schichten konnten am Osthang des Ginsterberges bei vorherrschend steiler Raumlage über eine Mächtigkeit von etwa 200 m (vermutlich ungestört) verfolgt werden.

### 3.2.3.3. Kondel-Unterstufe

#### – Flaserschiefer

Die lithostratigraphisch kartierbare Hangendgrenze der Höllenthal-Schichten bzw. den Übergang zur Kondel-Unterstufe bildet nach SOLLE das Erlöschen roter Bänke und das Verschwinden der für die Höllenthal-Schichten bezeichnenden Ton- und Siltschieferlagen mit *Chondrites*-Wühlgefügen. Wie oben erwähnt, konnten Roteinschaltungen (nicht die auch hier noch verbreiteten, diffusen Rotfärbungen der Schuttmassen sowie Überzüge auf Kluft- und Schichtflächen) in den hier erfassten Profilabschnitten nur sehr selten, beschränkt auf das untere Drittel der Höllenthal-Schichten sicher erkannt werden, so dass eine dahingehende Grenzziehung ausscheidet. Gleiches gilt für die bei SOLLE (1976, S. 112) angesprochene ‚Rötalgallen-Fazies‘, die im südwestlichen anschließenden Bereich der Olkenbacher-Mulde lokal die Grenze Laubach-/Kondel-Unterstufe hervorhebt.

Mit dem Kriterium der ausgehenden ‚Chondritenschiefer-Fazies‘ und einer zunehmend pelitisch geprägten Lithologie kann diese Grenze hier jedoch noch recht gut – weitgehend in Anlehnung an die Verhältnisse der Mittelrhein-Region – erfasst werden. Ergänzt wird diese Abgrenzung durch das vereinzelte Auftreten linsenförmiger Ton-Eisensteingeoden (Sphaerosiderite) und bereits selten eingestreuter ‚Kieselgallen‘.

Die so zu den Höllenthal-Schichten im Liegenden, etwa auf der Höhe (in der streichenden Verlängerung) von ‚Onkel Toms Hütte‘ (dort auch anstehend) abgegrenzten Flaserschiefer – die Bezeichnung als ‚Sphaerosideritschiefer‘ im Sinne SOLLES scheint hier angesichts der in nur geringer Zahl eingelagerten Konkretionen nicht angebracht – bilden eine relativ einförmige Abfolge aus tonigen bis schwach feinsandigen, überwiegend gelblich-braunen Siltschiefern. Im basalen Teilabschnitt finden sich gelegentlich noch – isoliert eingeschaltet und lithologisch scharf begrenzt – Feinsandsteinlagen in dm-mächtigen Bänken, die zum Hangenden jedoch schnell ausdünnen und durch feinsandige Grobsiltlagen im cm-Massstab ersetzt werden. Eine stärker sandige Teilfolge, die mit dem Brauneisensandstein SOLLES – eine sandige Einschaltung in den unteren Kondel-Schichten, die SOLLE (1970, 1976) als Sandfächer eines Flussdeltas, abgeleitet von einer wenig südlich der heutigen Moselregion postulierten Hunsrückinsel deutet – ver-

glichen werden könnte, wurde hier nicht beobachtet. Im Gesamtbild überwiegt vielmehr der Anteil pelitischer Gesteinstypen, (‚Schiefer‘) wenngleich sich auch hier gegenüber dem Mittelrhein-Äquivalent ein etwas höherer Sandanteil abzeichnet, durch den Schichtmerkmale – zumindest in Teilbereichen – noch deutlich auszuweisen sind.

Die Hangendgrenze gegen die Kieselgallenschiefer ist etwa auf Höhe der ‚Erbenkaul‘ zu erfassen. Sehr vergleichbar der Mittelrheinregion ist diese Faziesgrenze hier mit einem relativ deutlichen Farbumschlag gelblich-grauer Siltschiefer zu dunkel-blau-grauen Farbtönen, durch einen höheren Tongehalt und die namengebenden Kieselgallen hervorgehoben. Bei überwiegend steiler Raumlage dieses Flaserschiefer-Zuges ergeben sich (konstruierte) Mächtigkeiten von annähernd 250 m. Allerdings erschweren kleinere Spezialfalten und mögliche Schichtwiederholungen, die im Bereich dünner Zerrüttungszonen oder von schieferungsparallelen Bewegungsbahnen verwirklicht sein könnten, eine genaue Abschätzung.

Abschließend sei auch hier nochmals darauf hingewiesen, dass eine deutliche ‚Rippel-Flaserung‘ bzw. Flaserschichtung im sedimentologischen Sinn – wie in der Literatur häufiger fälschlich ausgeführt wird – in der gesamten Flaserschiefer-Abfolge nicht nachzuweisen ist. Der Begriff ‚Flaserschiefer‘ ist damit – soweit gewollt mit sedimentologischen Merkmalen verknüpft – gänzlich fehl am Platze. Sehr vereinzelt können zwar auch in diesem Schichtglied noch Kleinrippelgefüge auftreten, im Allgemeinen herrscht in den feinkörnigen Sedimentgesteinen jedoch ebene Feinschichtung bzw. Lamination vor, die als Ausdruck einer weitgehend energiearmen Fazies zu werten ist. Eine leicht flaserige Textur und ein dahingehender Zerfall der Gesteine entwickelt sich hier – wie auch an anderer Stelle – bisweilen durch eine diffuse Vermischung von Schieferungsflächen und nicht gänzlich ausgelöschten Schichtmerkmalen bei höherem Grobsilt- oder Feinsandanteil sowie Schieferungsbrechen, vornehmlich bei geringen Winkeln zwischen beiden Flächengefügen.

#### – Kieselgallenschiefer

Den größten Teil der Kondel-Unterstufe bilden die Kieselgallenschiefer, die wie oben beschrieben – wenn auch nicht messerscharf, so doch vergleichsweise verlässlich – in einem relativ engen Übergangsbereich gegen die Flaserschiefer abzugrenzen sind. Kennzeichnend sind neben einer weitaus homogeneren, überwiegend durch ‚milde‘ Silt- und Tonschiefer geprägten Lithofazies die darin enthaltenen Kieselgallen. Wie bereits ENGELS (1960, S. 55) betont, kommen Kieselgallen-führende Schichten zwar in faziell ähnlich ausgeprägten, stratigraphisch jedoch recht verschiedenen Horizonten vor (so u.a. auch in den Dachschieferzügen des Hunsrück). Eine auch über größere Mächtigkeiten sichtlich massierte Anreicherung von Kieselgallen erscheint jedoch als typische Eigenheit der oberen Kondel-Unterstufe, so dass sich die Kieselgallenschiefer im Liegenden der Bop-parder-Überschiebung – ungeachtet der strukturellen Änderungen – einigermaßen verlässlich von den im tektonischen Kontakt angrenzenden Hunsrückschiefern (Ulmen-Niveau) abtrennen lassen (s. Abb. 19, 20).

Die überwiegend zwischen 4 und 8 cm großen (maximale Länge gemessen in Richtung der Schieferung ( $sf_1$ )) Kieselgallen sind in den basalen Abschnitten der Kieselgallenschiefer oftmals nur regellos eingestreut. Zum Hangenden treten diese Konkretionen allerdings häufiger, z.T. in deutlich horizontgebundene Anreicherungen hervor, in dieser Form mitunter als alleiniger Anhaltspunkt über die Schichtlagerung, da Sandeinschaltungen, wie sie in den Flaserschiefern noch vereinzelt auftreten, fehlen. SOLLE (1976) unterscheidet nach Lithologie und Faunenbild drei Horizonte. Die ‚Unteren Kieselgallenschiefer‘ beschreibt SOLLE (1976, S. 147) als 30 bis 100 Meter mächtige, auch horizon-

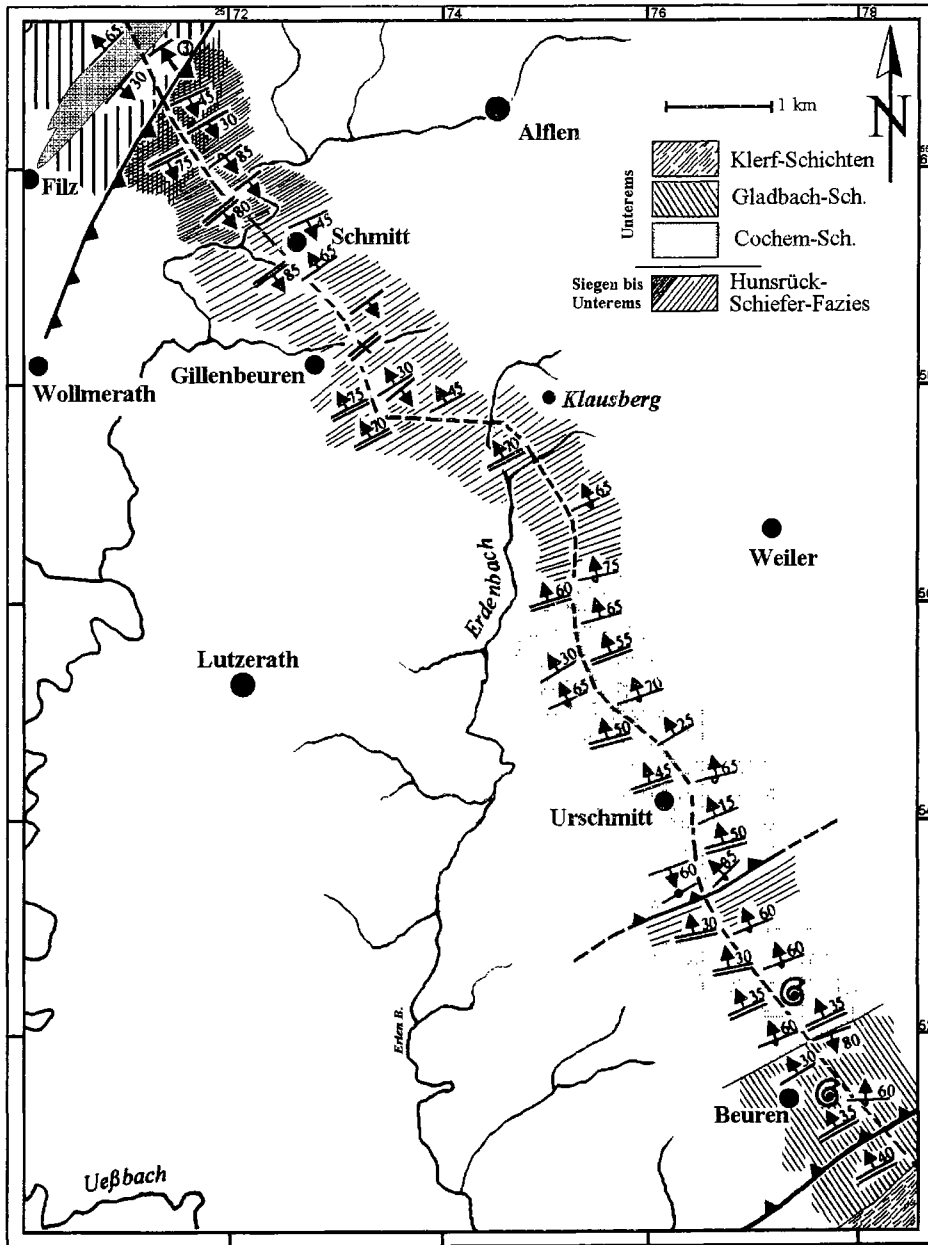


Abb. 19: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Mitte, Teil 1.

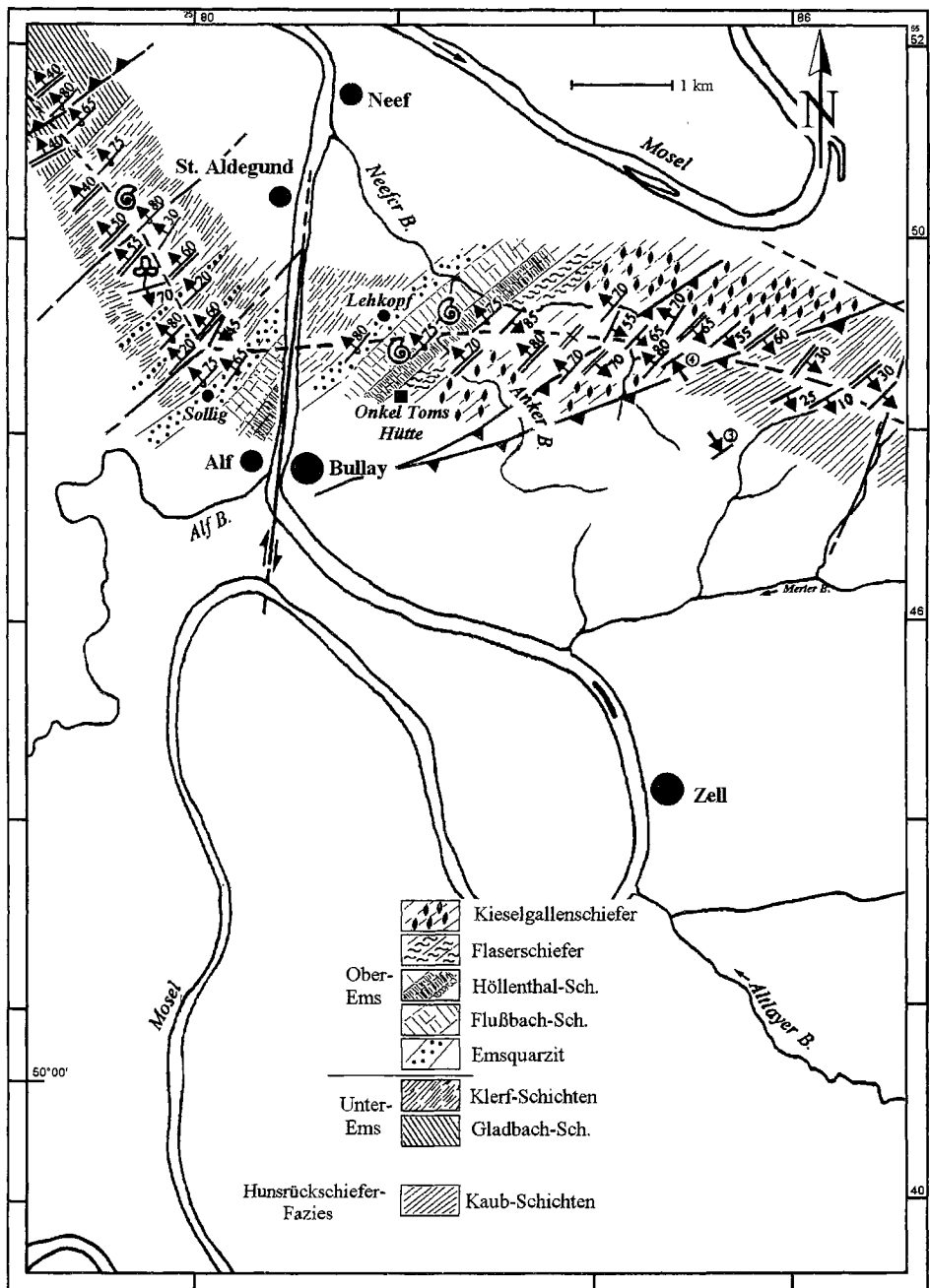


Abb. 20: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Mitte, Teil 2.



tal wechselhafte Folge aus hell- bis mittelgrauen, olivgrauen oder blaugrauen, nur mäßig siltigen, im frischen Zustand häufig schwach kalkigen Tonschiefern. Typisch für diesen unteren Abschnitt sind einige dm bis maximal wenige m mächtige, gelbgraue bis hellbraune Zonen erkennbar stärkerer Eisenanreicherung, die vereinzelt durchsetzt sind mit Sphaerosiderit-Geoden und dadurch den nahen Übergang zu den Spaehrosiderit-Schiefern (hier nach den oben ausgeführten Eindrücken vertreten durch die Flaserschiefer) im Liegenden betonen.

Den mittleren, die Hauptmasse der Kieselgallenschiefer aufbauenden Abschnitt bildet eine monotone, weithin gleichförmig ausgebildete Abfolge aus blau- bis olivgrauen, schwach bis mäßig siltigen, oft reichlich Kieselgallen-führenden Tonschiefern. Gelegentlich eingeschaltet sind 10 bis 20 m mächtige Abschnitte aus festeren, stärker feinsandig-siltigen Schieferfolgen, die nach SOLLE auch morphologisch hervortreten können.

Den oberen Abschnitt bildet nach SOLLE eine bis zu 100 m mächtige Abfolge aus milden, fast durchgehend sandfreien Ton-Siltschiefern, die in allmählichem Übergang aus den Mittleren Kieselgallenschiefern hervorgehen. Kieselgallen werden dabei zunehmend seltener und sind in der Mehrzahl in sehr kleinen Exemplaren beschränkt auf wenige Bänke. Mit dieser lithologisch-faziellen Entwicklung einher geht nach SOLLE eine Umstellung und Verarmung der Fauna, geprägt durch Kleinformen tabulater und rugoser Korallen, während Brachiopoden des ‚rheinischen‘ Faunenspektrums (Spiriferen u.a.) fast gänzlich zurücktreten.

Eine dahingehende, nach SOLLE auch moselabwärts entwickelte Aufteilung der Kieselgallenschiefer konnte im Grabenprofil nicht unbedingt nachvollzogen werden, doch ergibt sich neben der Beziehung zum Liegenden mit dem für die Mittleren Kieselgallenschiefer typischen, massierten Auftreten der namengebenden Konkretionen ein gewisser Anhaltspunkt. Die Oberen Kieselgallenschiefer scheinen – vermutlich tektonisch bedingt – nicht mehr aufzutreten.

Ein zweiter, offenkundig an einer Südost-fallenden Aufschiebung eingeschuppter Zug kann im Bereich des Neefer Bachtals (in Schnitt mit dem Trassenverlauf) vermutet werden. Der lithologischen Ausbildung nach treten an der Basis dieses Zuges möglicherweise noch Flaserschiefer in geringer Mächtigkeit zu Tage. Wenig weiter südöstlich sind jedoch die typischen Kieselgallenschiefer erschlossen, die an der Bopparder-Überschiebung gegen Hunsrückschiefer vom Zerfer- und Kauber Typ begrenzt werden (s. Abb. 20 u. Kap. 3.3.).

### 3.3. Abschnitt Süd (Hunsrück)

Im Verlauf des südlichen Trassen-Abschnittes werden der südliche Mosel-Hunsrück sowie der zentrale südliche Hunsrück durchquert. Es boten sich günstige Verhältnisse für die Begutachtung des devonischen Grundgebirges, da Deckschichten, im Besonderen jungmesozoisch-alttertiäre Verwitterungsbildungen und zum großen Teil daraus abzuleitende Schuttmassen, überwiegend nur in geringer Mächtigkeit entwickelt bzw. als solche erhalten sind. Nicht durchteuft wurden diese Deckbildungen nur im Bereich der Hochlagen des zentralen Hunsrücks und gelegentlich bei mächtigeren Schuttfächern an steileren Hanglagen. Im größten Teil der Region konnte im rund 3 m tiefen Grabenprofil jedoch – wenn bisweilen auch nur im Bereich der Grabensohle – das unterdevonische Grundgebirge eingesehen werden.

Die im südlichen Traversenabschnitt zu Tage tretenden Gesteinsverbände sind weitgehend in Hunsrückschiefer-Fazies entwickelt, und auch hier nur grob, mehrheitlich auf lithostratigraphischer Grundlage zu untergliedern (Abb. 21). Neben der allgemein geringen Fossilführung und wenig charakteristischen Gesteinsbeschaffenheit ist eine

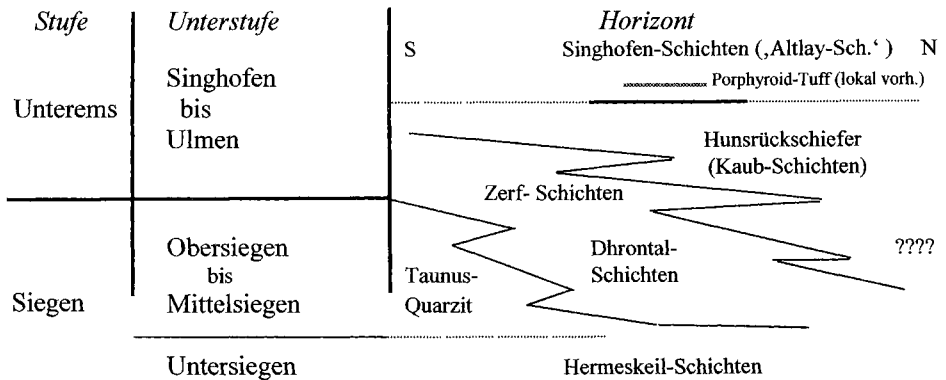


Abb. 21: Stratigraphische Übersicht der Schichtenfolge im zentralen und südlichen Hunsrück-Gebiet (in Anlehnung an NÖRING 1939, SOLLE 1950, STETS 1962, FRANKE 1998).

verlässliche Gliederung des mindestens 3 km mächtigen Gesteinsstapels auch durch eine Vielzahl streichender Störungen unterschiedlicher Größenordnung erschwert, so dass die Kenntnisse dieser Region trotz einer relativen Vielzahl meist kleinräumiger Spezialkartierungen noch recht lückenhaft und zum Teil widersprüchlich sind. Eine gute und zeitgemäß vollständige Zusammenfassung des stratigraphischen und strukturgeologischen Kenntnisstandes dieser Region lieferte DITTMAR (1996).

3.3.1. Siegen-Stufe  
 3.3.1.1. Herdorf-Unterstufe  
 – Taunusquarzit, Dhronal-Schichten

Wie erwähnt, wird die ‚Süd-Fazies‘ des Rheinischen Troges durch die stark sandigen Serien des Taunusquarzit (oben) und die Hermeskeil-Schichten (unten) vertreten. In nördliche Richtung verzahnt sich diese flach- bis randmarine, je nach Autor mehr oder weniger deutlich in den Einflussbereich der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle gesetzte Fazies mit den Dhronal-Schichten (STETS 1962). Diese ebenfalls stark sandige, jedoch bereits durch einen höheren Anteil schiefriger Gesteine gekennzeichnete Lokalfazies bildet den faziellen Übergang zu den Hunsrückschiefern sensu lato (Siegen-Anteil) des Mosel-Troges, deren Fazieselemente wieder auf einen vollmarinen Ablagerungsbereich in größerer Wassertiefe hinweisen. Zu bemerken ist dabei, dass sich die im obigen Sinne definierte Süd-Fazies im Bereich des zentralen Hunsrück – anders als im Rheinprofil (s. MEYER & STETS 1996) – offenbar nicht in gleichem Maße deutlich durch die aus dem Taunus-Gebiet über den Rhein nach Südwesten, entlang des Soonwaldes bis in die Region von Birkenfeld verfolgbare Taunuskamm-Überschiebung (MEYER & STETS 1996, S. 115) gegen den nördlich vorgelagerten Faziesbereich der Hunsrückschiefer abgrenzen lässt. Dieser Umstand mag für eine nach Südwesten zunehmende Verbreiterung des hochenergetischen Flachschilds sprechen, in dem die sandigen Sedimente der Süd-Fazies zur Ablagerung kamen (Prof. Dr. STETS, mdl. Mitt.). Zudem dürfte die für den südlichen Mittelrhein postulierte, bereits syndementär betonte Faziesgrenze an einem tektonisch bedingten ‚Gefälleknicke‘ (MEYER & STETS 1996, S. 87) – ähnlich der Situation im Grenzbereich von Hunsrückschiefer zu sandiger Normalfazies im mittleren Traverse-nabschnitt – im westlichen Hunsrück-Gebiet weniger ausgeprägt gewesen sein. Hier scheinen laterale Übergänge ein ausgeglicheneres (Paläo)Relief anzudeuten, in dem sich

die Süd-Fazies und die gleichalten Hunsrückschiefer des Mosel-Troges vermutlich über einen mehr oder weniger ausgedehnten Bereich verzahnen konnten.

Größere Verbreitung besitzen diese lithologisch auffälligen Gesteinsfolgen in einer Reihe von großtektonischen Sätteln, die im Bereich von Idarwald, Züscher Sattel und Soonwald-Antiklinorium größtenteils durch streichende Störungen begrenzt werden (STETS 1962). Die sich hier morphologisch deutlich abzeichnenden Quarzit-Folgen liegen damit außerhalb des – wohl in voller Absicht der Tiefbaufirmen unter Umgehung der harten Quarzite gewählten – Trassenverlaufes und wurden (im Aufschlussniveau) entsprechend nicht mehr angeschnitten. Auf eine weitergehende Beschreibung darf daher an dieser Stelle verzichtet und auf die Literatur (z.B. SOLLE 1950, STETS 1962, HAHN 1990, WILDBERGER 1991, MEYER & STETS 1996) verwiesen werden.

### 3.3.2. Unterems (Ulmen- bis Vallendar-Unterstufe in Hunsrückschiefer-Fazies)

#### 3.3.2.1. Ulmen-Unterstufe (Hunsrückschiefer sensu stricto)

##### – Zerf-Schichten / Zerfer Fazies

Im südlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges ist die Hunsrückschiefer-Fazies vermutlich größtenteils auf die Unterems-Stufe beschränkt und setzt somit erheblich später ein als im Bereich der Moselmulde (MEYER 1994, MEYER & STETS 1996). Die Siegen-Stufe wird hier – wie oben angedeutet – durch die stark sandig entwickelte ‚Südfazies‘ (Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit) vertreten, die sich im Feldgebrauch allenthalben deutlich von Schichten der Hunsrückschiefer-Fazies abgrenzen lässt.

Die im zentralen und südlichen Hunsrück verbreiteten Hunsrückschiefer der Ulmen-Unterstufe (Hunsrückschiefer s. str.; MITTMAYER 1980a) wurden von NÖRING (1939) grob in einen oberen, weitgehend durch milde Ton- und Siltschiefer geprägten Anteil (Kaub-Schichten) und einen unteren, stärker sandigen Abschnitt gegliedert, der im Hunsrück-Gebiet als Zerf-Schichten bezeichnet wird. Letztere bilden dabei die Übergangsfazies zwischen den stärker sandigen Serien der Süd-Fazies und den überwiegend aus milden Ton- und Dachschiefern bestehenden Hunsrückschiefern vom Kauber-Typ.

In größerer Verbreitung bekannt geworden ist diese Übergangsfazies zwar nur im Hangenden der lithologisch noch dem Taunusquarzit nahestehenden Dhrontal-Schichten, doch können aus der Überlegung fazieller (hier offenbar transgressiver) Entwicklungen ähnliche Gesteinstypen auch im Übergang von Taunusquarzit und überlagernden Hunsrückschiefern vom Kauber-Typ gefordert werden. Die petrographische Ausbildung dieser Einheit beschreibt STETS (1962) als Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, ‚Grauwackenschiefern‘ (mehr oder weniger stark Feinsand-führende Siltschiefer) und stark sandigen Tonschiefern. Quarzitisches Sandsteine treten vor allem in den liegenden Abschnitten noch deutlich in den Vordergrund, überwiegend in plattiger Absonderung bei Bank-Mächtigkeiten um und unter 30 cm. Die oberen Partien der Zerf-Schichten bilden bei insgesamt abnehmendem Sandanteil vor allem sandige Silt- und Tonschiefer, eine Abgrenzung gegen die überlagernden Kaub-Schichten bleibt jedoch deutlich, da die für diese Einheit typischen, milden Ton- und Dachschiefer nicht vorkommen (STETS 1962).

Allerdings weist STETS (1962, S. 141) darauf hin, dass sich die Kaub-Schichten der klassischen Hunsrückschiefer-Fazies lateral mit Schichten des Zerfer Typs verzahnen können, so dass auch hier die bereits für den Nordabschnitt angesprochene Problematik fazieller Schicht-Definitionen bzw. Grenzziehungen zu beachten ist. Eine entsprechende Ansprache ist daher nur dort sinnvoll, wo die Zerf-Schichten sicheren Dhrontal-Schichten auflagern bzw. in größerer Mächtigkeit im Liegenden der Kaub-Schichten angetroffen werden. In anderen Fällen, im Besonderen dort, wo biostratigraphisch verwertbare

Faunenelemente fehlen, erscheint es sinnvoller, auf den weniger mit einer stratigraphischen Aussage verknüpften Begriff ‚Zerfer Fazies‘ zurückzugreifen, welche sowohl lateral wie auch vertikal eine unterschiedliche stratigraphische Position einnehmen kann (vgl. STETS 1962). Stärker sandige Einlagerungen in den Hunsrückschiefer-Folgen zwischen Würrich, die hier in den tiefgründigen Verwitterungsbildungen der Hunsrück-Hochflächen oft nur durch eine sandsteinreiche Schuttdecke bzw. Lesesteine nachzuweisen sind, und Gösenroth mögen in diesem Sinne sowohl aus lithostratigraphischer Sicht wie aus der regionalgeologischen Betrachtung als Zerf-Schichten angesprochen werden, deren Verbreitung überwiegend an schuppenartige Strukturen geknüpft zu sein scheint (s. Abb. 24 u. Kap. 4.).

Ähnliches gilt für stärker sandige Partien, die sich südlich Sohren, etwa auf der Ortschafthöhe von Dill, sowohl im Anstehenden wie auch in der Lesedecke des Aushubmaterials vergleichsweise deutlich gegen die schiefrigen Gesteine der Umgegend abheben. ECKE et al. (1985, S. 400) parallelisieren die hier zum großen Teil im nordöstlichen Abtauchbereich des Idarwald-Sattels zutage tretenden Verbände mit den Dhrontal-Schichten, begründet mit einem durch Bivalven-Funde belegten Herdorf-Alter (ECKE 1981, zit. in ECKE et al. 1985) und hohen, in gleicher Weise ausgewerteten Inkohlungswerten. Nach lithostratigraphischen Befunden sind diese Folgen soweit ersichtlich allerdings noch zu häufig durch mächtigere Tonschiefer-Pakete unterbrochen, als dass eine dahingehende Ansprache im Sinne der bei SOLLE (1950) und STETS (1962) ausgeführten Definition gerechtfertigt erscheint. Da bei ECKE et al. nicht näher ausgeführt wird, welche Bivalven – offenbar über die aktuell verbindliche Biostratigraphie sensu MITTMAYER 1982 hinausgehend – für stratigraphische Aussagen geeignet befunden wurden, verbleiben die hohen Inkohlungswerte der Region, die – dem Trend einer teufenabhängigen, mithin altersabhängigen Zunahme der Inkohlung folgend – Siegen-Alter ausdrücken sollen (s. ECKE et al. 1985: Abb. 4). Fraglich bleibt allerdings, ob die bei ECKE et al. für ein ausgedehntes Profil im zentralen und südlichen Hunsrück ausgewerteten Inkohlungsdaten tatsächlich eine ausreichende und verlässliche Auflösung für eine dahingehende Gliederung liefern können. Immerhin setzt das Prinzip einer teufenabhängigen Inkohlung voraus, dass der als isochron angesprochene Horizont überall von einem annähernd gleichmächtig entwickelten Deckgebirge überlagert wurde, was angesichts einer dem paläogeographischen Schollenmuster folgenden Vorzeichnung in Schwellen und Beckenpositionen nicht sehr wahrscheinlich ist. Zudem fordert diese Ableitung, dass die Inkohlung vor der Faltung abgeschlossen war (s. auch Diskussion bei ECKE et al.) und durch tektonische Prozesse nicht mehr überprägt bzw. verfälscht wurde. Das bei ECKE et al. umgesetzte Prinzip einer inkohlungsabhängigen Stratigraphie ist damit zwar nicht grundsätzlich in Frage zu stellen (s. auch Kap. 4.), die erzielten (weitgehend relativen) Altersaussagen dürften jedoch – soweit nicht tatsächlich durch Faunenelemente abgesichert – kaum zwingend über den lithostratigraphischen Befund (‚Zerfer Fazies‘) zu stellen sein.

Eine gewisse Näherung an die Fazies der Dhrontal-Schichten entwickeln hier bestenfalls abschnittsweise auffallend stark sandige Einheiten bei Sohren und Bärenbach, die nach Faunenfinden von DITTMAR (1996) jedoch tieferes Unterems-Alter besitzen (det. MITTMAYER). Sie können somit dem Niveau der Zerf-Schichten zugewiesen werden, der lithologischen Beschaffenheit nach dem unteren, allgemein durch einen höheren Sand-Anteil gekennzeichneten Abschnitt dieser Einheit.

Nördlich dieser Verbreitungsgebiete sind Zerf-Schichten in vergleichbar auffälliger bzw. markant gegen die hangenden Hunsrückschiefer vom Kauber Typ abweichender Lithologie nicht mehr sicher anzusprechen. Zumindest deutlich in die Nähe der ‚Zerfer

Fazies' zu stellen sind jedoch noch im Raume Schauern und in der Region um Grenderich angeschnittene Schichten, die durch häufiger eingelagerte, plattige Sandsteine, vereinzelt auch gebankte Absonderungen schlecht entmischter, quarzitischer Feinsandsteine und einen höheren Anteil ‚rauer‘ Siltschiefer gekennzeichnet sind (einen guten Einblick in diese Lithofazies vermittelt die am Sportplatz im unteren Merler Bachtal nördlich von Zell/Mosel aufgeschlossene Steilwand). Grundsätzlich ist damit den Ausführungen DITTMARS (1996) zuzustimmen, dass die lithologische Beschaffenheit der im unmittelbar Hangenden der Bopparder Überschiebung („Neumerler Schuppe“ sensu DITTMAR) ausstreichenden Hunsrückschiefer einen – zumindest lokal deutlich vernehmbaren – Trend zu sandigen Gesteinstypen erkennen lässt. Der von DITTMAR (1996, S. 134) – einer mündlichen Empfehlung von Herrn Dr. MITTMEYER (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) folgend – hergestellte Vergleich mit der Ulmen-Gliederung der Osteifeler Normalfazies (Eckfeld-/Reudelsterz-Schichten) ist allerdings nur schwer nachvollziehbar. Im speziellen fehlen die typischen Merkmale einer randmarinen bis brackisch-nichtmarinen Fazies (vgl. u.a. RÖDER 1960, FUCHS 1974), so dass diese (weitgehend faziell definierten) Schichtbezeichnungen hier – wenn aus Sicht der stratigraphischen Position auch korrekt – nicht mehr angewendet werden sollten. Die aus überwiegend grauen bis gelblich-graubraunen, zumeist nur schwach tonigen Siltschiefern mit vereinzelt eingelagerten Bänken brauner, quarzitischer Feinsandsteine bestehende Abfolge bei Grenderich entspricht zwar mitunter nicht dem klassischen Erscheinungsbild der aus dem südlichen Trassenabschnitt bekannten Hunsrückschiefer, im Ganzen bleibt die Zuordnung zur Hunsrückschiefer-Fazies jedoch noch vertretbar. Es gilt dies umso mehr, als sich wenige km südlich bereits größere Profil-Abschnitte in der gewohnten, d.h. weitgehend durch mehr oder weniger stark tonige Siltsteine geprägten Ausbildung in Kauber Fazies wiederfinden. Eine von der paläogeographischen Situation bestimmte Faziesgrenze, wie sie DITTMAR (1996, S. 166) aus diesen Verbreitungsmustern für die Region bei Zell/Mosel ableitet, dürfte nicht vorliegen, bzw. kann leicht mit den tektonischen Verhältnissen erklärt werden (s. Abb. 23 u. Kap. 4.). Berücksichtigt man überdies, dass die im Raume Grenderich erschlossene Abfolge sehr flach (abschnittsweise horizontal) liegt und hier unter Umständen nur der Einblick in einen geringmächtigen, möglicherweise untypisch entwickelten Horizont verwirklicht ist, so scheint letztlich kein Anlass für eine Verwendung der durch SIMPSON (1940), RÖDER (1960) und FUCHS (1971, 1974) enger definierten Schichtbezeichnungen der Osteifel gegeben. Festzustellen bleibt zwar, dass eine Ansprache als Kaub-Schichten – im direkten Vergleich mit den Vertretungen im südlichen Hunsrück – nach dem lithostratigraphischen Befund abschnittsweise nicht ganz unproblematisch ist. Aufgrund von Fossilfunden bei Reil/Mosel, die nach HÜMMER sowie MITTMEYER (zitiert In DITTMAR 1996, S. 164) höheres Ulmen-Alter anzeigen und der Berücksichtigung, dass sich Schichten vom ‚Kauber Typ‘ lateral mit solchen der ‚Zerfer Fazies‘ verzahnen können, soll diese Bezeichnung jedoch beibehalten werden.

#### – Kaub-Schichten / Kauber Fazies

Die im Hangenden der Zerf-Schichten folgenden Partien werden in der Region als Kaub-Schichten bezeichnet („Cauber Horizont“; so ursprünglich bezeichnet von A. FUCHS 1907, nach der Ortschaft am oberen Mittelrhein; s. auch NÖRING 1939), entsprechend dem oberen Teil der von MITTMEYER (1980a) biostratigraphisch als Hunsrückschiefer i.e.S. abgegrenzten Einheit. Eine Ansprache bzw. Trennung von lithologisch vergleichbar entwickelten Horizonten anderer (hier jüngerer) Einheiten ist im Feldgebrauch jedoch schwer umzusetzen, da sich die Hunsrückschiefer in Kauber Fazies allge-

mein sehr fossilarm präsentieren und zudem die darin typischerweise verbreiteten Faunenelemente für biostratigraphische Aussagen (sensu MITTMAYER) größtenteils nicht geeignet sind. Die Unterscheidung des faziellen und (bio)stratigraphischen Hunsrück-schiefer-Begriffs ist hier daher nur von theoretischem Wert, so dass letztlich – von wenigen Lokalitäten abgesehen – kaum zu beurteilen ist, inwieweit sich die lithologisch angesprochenen Gesteine vom Typ der Kaub-Schichten („Kauber Fazies“) stratigraphisch genau zuordnen lassen.

Soweit sich eine Beziehung zu den stärker sandigen Zerf-Schichten im Liegenden herstellen lässt, dürfte zumindest für die zwischen Alllay und Rhaunen verbreitet ausstreichenden, weitgehend monoton pelitisch geprägten Folgen (s. Abb. 24, 25) eine Ansprache als Kaub-Schichten begründet erscheinen.

Die Kaub-Schichten (oder besser: Schichten in Kauber Fazies) bilden hier die große Masse des zutage tretenden Grundgebirges, bestehend aus weitgehend einheitlichen, zum überwiegenden Teil ‚milden‘ (tonigen) seltener schwach feinsandigen Siltschiefern (Abb. 22). An der Basis sind häufiger Dachschiefer-Horizonte eingelagert, die lateral jedoch wenig beständig und keinesfalls als Leithorizonte geeignet sind (STETS 1962). Seitlich können die weitgehend homogenen, schwarzen Tonschiefer der Kaub-Schichten in siltige Bänderschiefer, vereinzelt auch geringmächtige Lagen von Grauwackenschiefer übergehen, eine deutliche Wechsellagerung von typisch sandigen und tonigen Bänken fehlt jedoch (STETS 1962).



Abb. 22: Hunsrück-schiefer in Kauber Fazies, bestehend aus schwach bis mäßig siltführenden Tonsteinen, praktisch frei von sandigen Einlagerungen bzw. Schichtmerkmalen. Im Hangenden sind durch Hakenschlagen bedingte Umbiegungen (hier des  $sf_1$ -Gefüges) erkennbar. Kalmersbachtal bei Wickenrodt (Bl. 6110 Gemünden).

Die überwiegende Masse der Hunsrückschiefer vom Kauber Typ bildet eine mindestens 1000 m mächtige Folge aus homogenen, vereinzelt Kieselgallen und Siderit-Geoden führenden Ton-, Silt- und ‚Dachschiefern‘ (MEYER & STETS 1996), die keine markanten Differenzierungen, geschweige denn glaubhafte Ansatzmöglichkeiten für weitergehende Untergliederungen erkennen lassen.

Schwierig gestaltet sich die Trennung der Kaub-Schichten gegen die im Hangenden folgenden Singhofen-Schichten, da sich die oben skizzierte, weitgehend uncharakteristische Lithologie auch über diese Einheit hinausgehend, im zentralen und südlichen Hunsrück vermutlich bis in die höhere Vallendar-Unterstufe, fortsetzt.

Während sich die Singhofen-Schichten (bzw. Singhofen-Unterstufe) am Mittelrhein, in weniger deutlichem Maße auch im Bereich der Südosteifel (Cochem-Schichten) durch einen relativ, vor allem zum Hangenden markant höheren Sandanteil noch vergleichsweise gut gegen die Schichten der Ulmen-Unterstufe abgrenzen lassen, hebt sich diese Einheit damit im südlichen Faziesbereich praktisch nicht von den unterlagernden Silt- und Tonschieferserien der Hunsrückschiefer i.e.S. (Kaub-Schichten) ab. In der kartier-technischen Aufnahme und Abgrenzung verbleibt daher der Nachweis der sogenannten Singhofen-Porphyroide (s. dazu KIRNBAUER 1986, 1991) als einzig verfügbares Mittel zur Trennung von Hunsrückschiefern *sensu stricto* der Ulmen-Unterstufe und den weitgehend gleichartig entwickelten Gesteinen der Singhofen-Schichten. Im Hunsrück-Gebiet verliert sich diese am Mittelrhein und im Taunusgebiet noch verbreitet auftretende Leitmarke jedoch zunehmend und steht für eine entsprechende Auswertung nicht oder nur noch sehr vereinzelt zur Verfügung.

Da die bereits erwähnte Eintönigkeit der Gesteine eine (nachvollziehbare) lithostratigraphische Abgrenzung verbietet und auch die innerhalb des gesamten Hunsrückschiefer-Zuges durch intensive Schuppentektonik gemeinhin gänzlich unsichere tektonisch-stratigraphische Position kaum eine zuverlässige Verknüpfung mit dem stratigraphischen Niveau gestattet, bleibt hier nur die Möglichkeit einer zusammenfassenden Darstellung als ‚Hunsrückschiefer‘. Im so angesprochenen Fazieskörper mögen daher auch Teile der Singhofen-Schichten (oder jünger) vertreten sein, einstweilen ist eine dahingehende Ansprache jedoch nicht mit Sicherheit zu belegen, da die zur Abgrenzung erforderlichen Tuffit-Horizonte oder Leitende Faunenelemente im Grabenprofil nicht aufgefunden wurden.

Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auf ein Porphyroid-Vorkommen mit ‚Singhofen-Chemismus‘ (s. KIRNBAUER 1986), welches ENGELS (1960) aus der Region wenig östlich von Altlay (innerhalb der Grube Adolph-Helene, Distrikt Barbarasegen) erwähnt. Eine mit diesem Tuffit-Vorkommen begründete Ansprache als ‚Singhofen-Schichten‘ mag daher vertretbar sein. Es bleibt jedoch anzumerken, dass ein entsprechendes Tuffit-Vorkommen im Grabenprofil – trotz gesteigerter Aufmerksamkeit in den ‚höffigen‘ Regionen – nicht nachgewiesen wurde. Da aus lithologischer bzw. lithostratigraphischer Sicht keinerlei Ansatzpunkt für eine Unterscheidung von den Schiefer-serien in Kauber-Fazies gegeben ist, soll hier daher auf eine definierte Ausgrenzung als Singhofen-Schichten verzichtet werden. Nebenbei ist auch die Frage zu stellen, ob mit dem Nachweis Tuffit-führender Gesteine ein ausreichendes Kriterium für eine verlässliche Ansprache der stratigraphischen Position gegeben ist (s. auch Anmerkung bei SOLLE 1976, S. 15). Anders als am Mittelrhein, wo sich derartige Tuffit-Lagen auch auf rein lithostratigraphischer Grundlage noch relativ verlässlich in die Unterems-Abfolge eingliedern lassen, fehlt in den monotonen, zudem tektonisch stark überprägten Folgen des zentralen Hunsrück-Gebietes häufig jeder Anhaltspunkt, so dass eine dahingehende Zuweisung konsequent die Präsenz von den Singhofen-Porphyroiden geochemisch

unter Umständen gänzlich vergleichbaren Tuffiten einer prä- oder post-Singhofen Förderfähigkeit ausschließt. Da eine solche Annahme jedoch durch nichts gerechtfertigt ist, verbleibt – wie auch die in jüngerer Zeit von KIRNBAUER (1986) durchgeführten Untersuchungen aufzeigen – nach wie vor eine beträchtliche Unsicherheit über die stratigraphischen Verhältnisse innerhalb der mächtigen Gesteinsfolge in Hunsrückschiefer-Fazies.

Südlich dieses ‚Porphyroid-Zuges‘ bei Altlay wurde im Bärenbachtal, nördlich Sohren ein stratiform eingeschaltetes Tuffit-Vorkommen nachgewiesen, das zu den Singhofen-Porphyroiden gezählt und für entsprechende stratigraphische Aussagen herangezogen wurde (u.a. BARTELS & KNEIDL 1981). Untersuchungen von KIRNBAUER (1986) konnten in der Folgezeit jedoch belegen, dass die (basischen) Sohrener Vulkanite sich geochemisch und petrographisch in keiner Weise mit Vorkommen der Singhofen-Porphyroide vergleichen lassen und für eine Parallelisierung nicht geeignet sind. Der bei Sohren erbohrte Vulkanit dürfte damit – in Übereinstimmung mit DITTMAR (1996) – noch in die nördlich Sohren zutage tretenden Zerf- oder Kaub-Schichten einzugliedern sein.

Seit den Untersuchungen KIRNBAUERS ebenfalls nicht mehr ohne weiteres mit den Singhofen-Porphyroiden gleichzusetzen sind geringmächtige Tuffit-Horizonte, die u.a. LUDEWIG (1981; zit. in ECKE et al. 1985) aus den Dachschiefern des Bundenbacher-Zuges beschreibt. Nach ECKE et al. (1985) ist diese Position jedoch durch stratigraphisch ausgewertete Inkohlungsverhältnisse zu bestätigen, was sie letztlich dazu veranlasste, den gesamten, durch seine Fossilführung berühmt gewordenen Dachschieferzug bei Bundenbach der Singhofen-Unterstufe zuzuordnen.

Eine entsprechende Ansprache ist im Kartenbild (Abb. 25) bzw. Profischnitt angedeutet, es bleibt allerdings auch hier zu betonen, dass aus lithologischer bzw. lithostratigraphischer und/oder faunistischer Sicht keine für dahingehende Schichtansprachen verwertbaren Eigenheiten aufgezeigt werden können. ‚Singhofen‘-Alter wird nach ECKE et al. (1985) ebenfalls für die Dachschiefer-Serien bei Rhaunen angenommen, die als nördliche Einrahmung der Kempfelder-Mulde (OPITZ 1935) das – aus strukturgeologischer Sicht geforderte – Gegenstück der lithologisch ähnlich entwickelten ‚Bundenbach-Schiefer‘ des Mulden-Südflügels bilden sollen. Im südlich Rhaunen gelegenen Muldenkern werden entsprechend jüngere Schichten erwartet, die nach ECKE et al. (1985) mindestens noch Vallendar-Alter erreichen, bestätigt nach nämlichen Autoren durch eine aus Dachschiefern 1 km östlich Rhaunen stammende Sporenaussoziation, die als identisch mit solchen aus den Klerf-Schichten der Osteifel beschrieben wird. Die ursprünglich von OPITZ (1935) als Kempfelder Mulde bezeichnete Großstruktur leitet sich vornehmlich aus den südwestlich der Traverse ausstreichenden Taunusquarzit-Rücken von Idarwald- und Züscher-Sattel ab, zwischen denen nach Nordosten verbreitert Hunsrückschiefer von Kauber Typ ausstreichen. Mit dem inzwischen belegten Siegen-Alter der Quarzit-Folgen und dem Unterems-Alter der Hunsrückschiefer ist eine ‚Muldenposition‘ im stratigraphischen Sinne damit berechtigt. Die an schuppenartige Aufschiebungen geknüpfte Verbreitung der den Hunsrückschiefern nördlich und südlich vorgelagerten Quarzit-Züge steht dabei jedoch nicht in enger Beziehung zu einer echten Muldenstruktur, welche die Annahme einer zum Muldenkern sukzessive ‚verjüngten‘ Füllung (s. ECKE et al. 1985) begründen könnte. Da sich auch aus den strukturgeologischen Daten der Region eine nicht oder nur wenig gestörte Muldenstruktur mit ausreichendem Tiefgang kaum ableiten lässt und ansonsten keine biostratigraphischen Belege bekannt sind, wird hier von einer stratigraphischen Bewertung im Sinne von ECKE et al. (1985) abgesehen. Der nördlich Bundenbach im Bereich des Trassenprofils angeschnittene Schieferzug wird entsprechend im Schichtkomplex der Hunsrückschiefer-Fazies



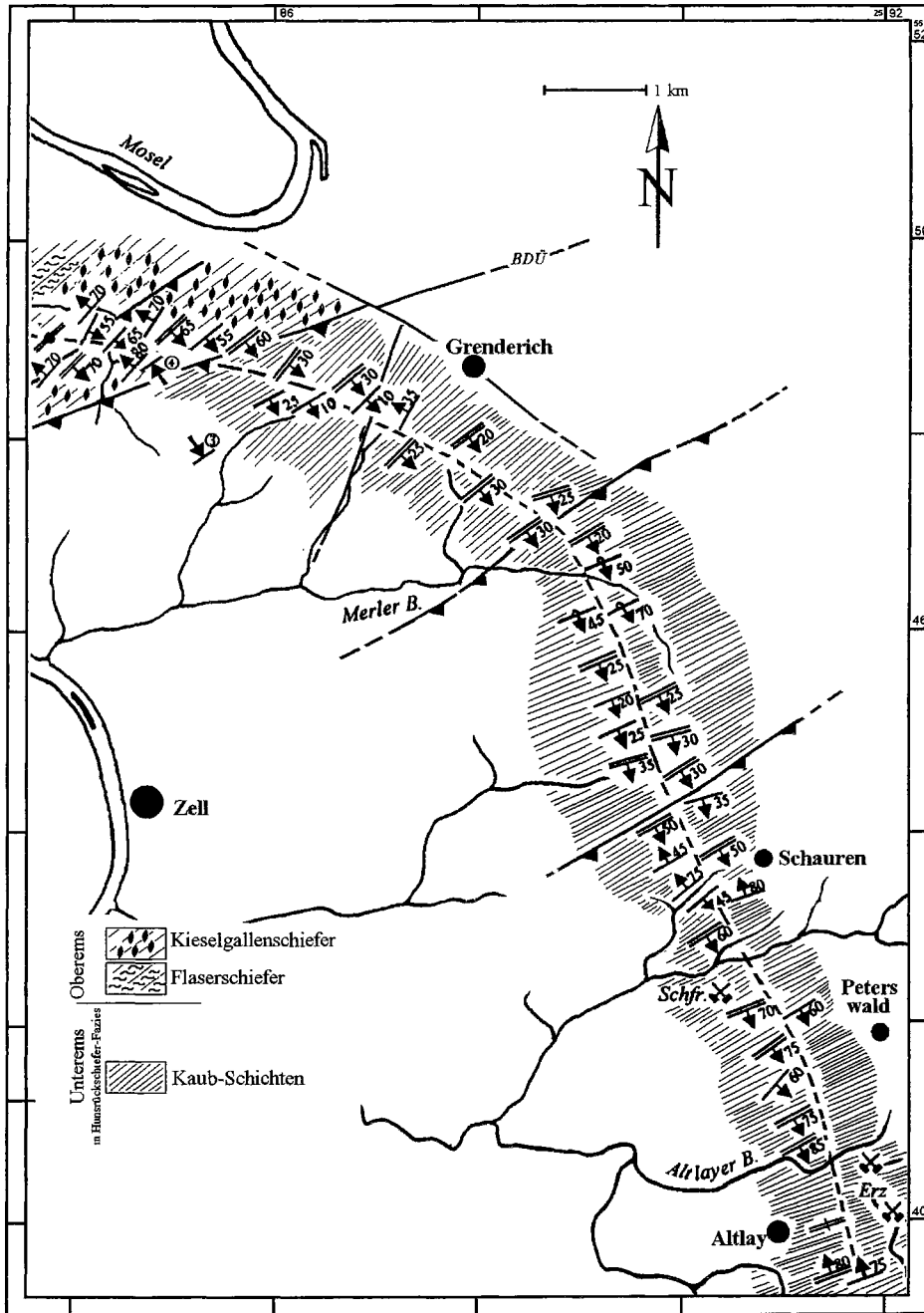


Abb. 23: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Süd, Teil 1.

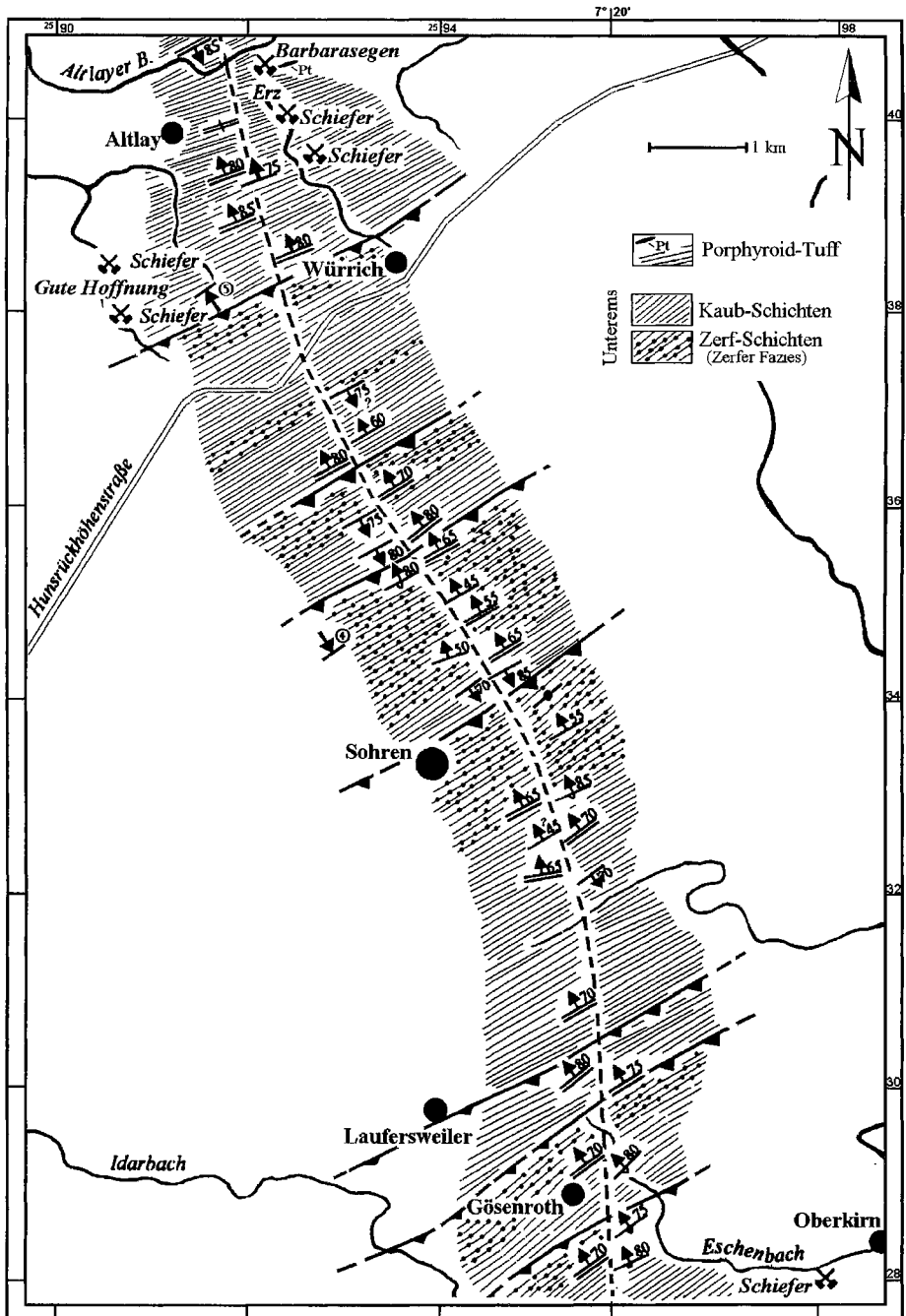


Abb. 24: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Süd, Teil 2.

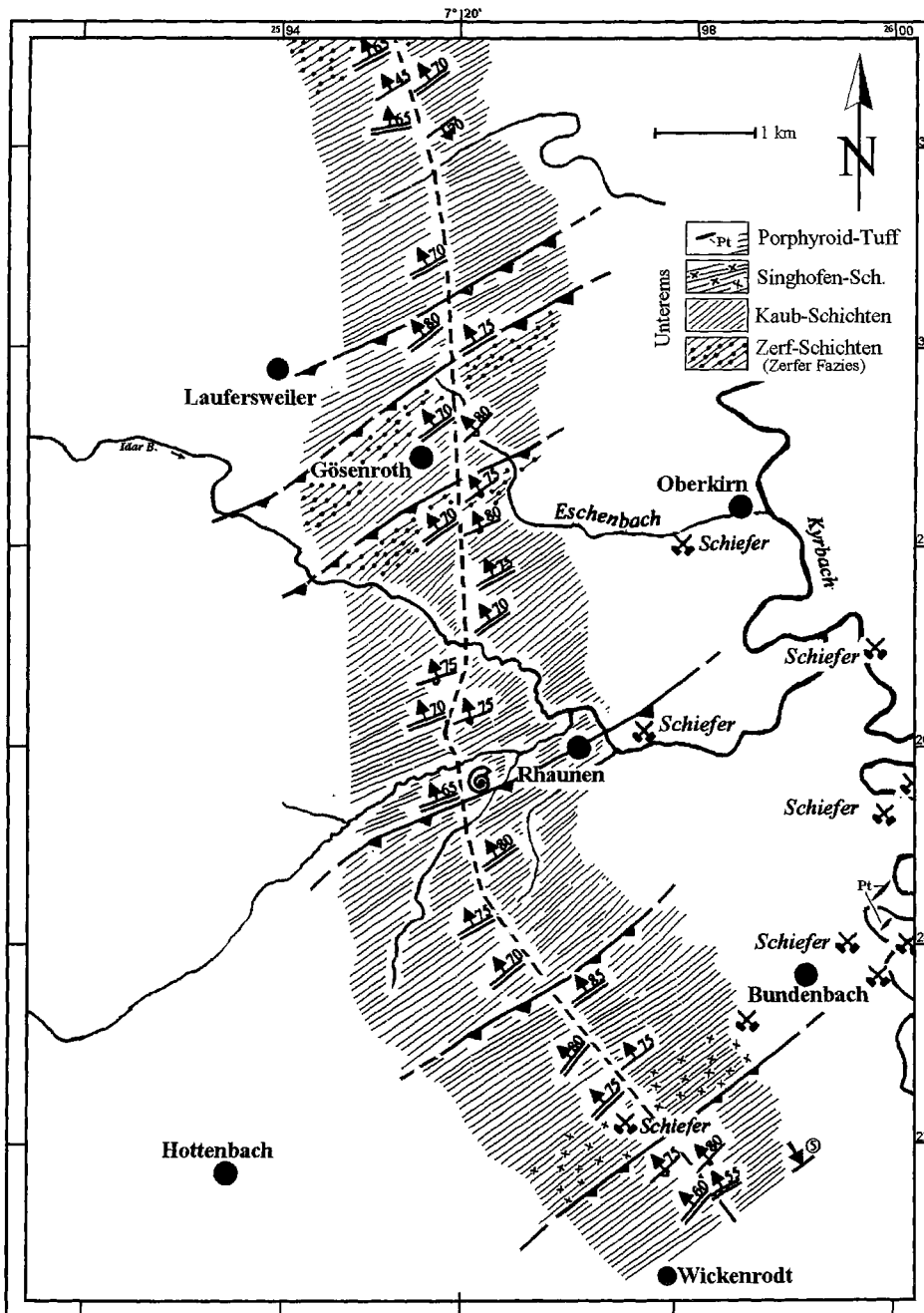


Abb. 25: Geologische Übersichtskarte, Abschnitt Süd, Teil 3.

einbezogen. Es soll damit allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass dieser Fazieskörper tatsächlich die gesamte Unterems-Stufe (oder jünger) umfasst. Vielmehr unterstreicht diese von einer genaueren stratigraphischen Position gelöste Ansprache erneut die bereits betonten Grenzen lithostratigraphischer Gliederungen der Hunsrückschiefer.

Das Bildungsmilieu der Hunsrückschiefer war lange Zeit umstritten und ist letztlich bis heute nicht restlos befriedigend geklärt. Die Vermutungen reichen dabei von Tiefsee-Sedimenten bis zu (Schlick-)Wattablagerungen und erreichen damit (in der Diskussion) eine Bandbreite, wie sie wohl aus keinem anderen Schichtglied des Rheinischen Unterdevon bekannt ist. Die Schwierigkeit einer genaueren Faziesansprache liegt dabei u.a. im relativ uncharakteristischen Spektrum der sedimentären Gefüge, sicherlich jedoch auch im bislang weitgehend auf die berühmte Fossilführung reduzierten Interesse gezielter Untersuchungen. Die Annahme eines echten Tiefseesedimentes dürfte allerdings verworfen werden, da sich entsprechend ausgeprägte Reliefsprünge im ehemaligen Ablagerungsraum – auch unter Zuhilfenahme synsedimentärer Bruchtektonik – nur schwer begründen lassen. Gegen das Bild eines Tiefseemilieus sprechen daneben auch die großen Sedimentmächtigkeiten der Hunsrückschiefer, die eine für Tiefseeablagerungen untypisch hohe Sedimentationsrate erfordern würden. Gleiches gilt für vereinzelt nachgewiesene Faunenelemente ‚rheinischer‘ (neritischer) Fazies, die – wenn auch nicht sicher autochthon überliefert – in den vorliegenden Sedimenten keine allzu langen Transportwege zurückgelegt haben sollten.

Eine Ansprache als Watt-Sediment dürfte – wie jüngst von STETS (Vortrag vom 4.5.1999, am Geologischen Institut der Univ. Bonn) zusammengefasst wurde – ebenso wenig in Frage kommen, da unter anderem die für diese Fazies typischen Sedimentstrukturen bzw. Lithotypen und Lebensspuren (Wühlgefüge) nicht nachzuweisen sind. Wahrscheinlich ist wohl ein relativ ruhiger Ablagerungsraum deutlich unterhalb der Sturmwellenbasis. Diese Fazies ist damit jedoch noch leicht im flachmarinen Schelf unterzubringen, wo eine durchgehend pelitische Sedimentation (Schelf-Schlick) – insbesondere im Vorfeld von Niedrig-Energie-Küsten – bereits in vergleichsweise geringer Wassertiefe (einige 10-er Meter) einsetzt (s. REINECK 1990).

Die Frage nach der Mächtigkeit der Schichten in Hunsrückschiefer-Fazies wurde oben bereits teilweise angesprochen. Es ist allerdings deutlich hervorzuheben, dass kaum zu beurteilen ist, inwieweit die in der Region verbreiteten, schuppenartigen Strukturen bzw. Schichtwiederholungen die aktuellen Mächtigkeiten beeinflusst und verzerrt haben, so dass genauere Angaben nur mit größter Vorsicht auszusprechen sind.

Fasst man die gesamte Hunsrückschiefer-Fazies der Region als weitgehend einheitlichen Fazieskörper zusammen (Ulmen- bis mögliche Vallendar-Unterstufe), dürfte ein Wert erreicht werden, der sicher deutlich über 3000 m liegt.

#### **4. Tektonik**

##### **4.1. Vorbemerkungen**

Auf Grundlage der im Leitungsgraben erfassten Stratigraphie- und Gefügedaten des devonischen Grundgebirgs-Stockwerks kann ein mehr oder weniger vollständig belegtes Profil und Abbild der strukturellen bzw. tektonischen Verhältnisse im Trassenverlauf konstruiert werden. Zu berücksichtigen ist dabei allerdings die vergleichsweise geringe Aufschlusstiefe von etwa 3 m oder weniger (je nach Mächtigkeit der känozoischen Überdeckung), so dass mit den hier gewonnenen Daten naturgemäß nur die Oberfläche betrachtet wird. Eine verlässliche Projektion in größere Tiefen (geschweige denn eine bilanzierte Profildarstellung) wird zusätzlich erschwert durch im oberflächennahen Anschnitt – vor allem bei steilerer Geländemorphologie – häufig sehr tiefreichend auf-

tretende Schleppungen bzw. sekundäre Schichtverstellungen durch Hangabtriebskräfte bzw. Solifluktion (Hakenschlagen). Soweit nicht direkt ersichtlich (s. Abb. 22), sind diese Einflüsse durch kleinräumig – ohne erkennbar tektonische Ursache – stark schwankendes Einfallen der Schieferungswerte und durch vereinzelt durchgeführte Vergleichsmessungen in größeren Grundgebirgsdurchbrüchen der streichenden Verlängerung belegt, so dass mitunter wohl mit einem verzerrten Eindruck der Lagerungsverhältnisse zu rechnen ist. Zwar wurde versucht, diese Überprägungen bereits im Gelände abzuschätzen und zu filtern, es ist jedoch kaum vermeidbar, dass der im Profil dargestellte (Klein-)Faltenbau im Einzelfall von diesen Verfälschungen beeinflusst ist.

Eine Auswertung der tektonischen Großstrukturen ist auch hier aus der Verknüpfung von Gefügedaten und Stratigraphie des devonischen Grundgebirges abgeleitet worden. Die letztendlich entscheidende Ansprache des stratigraphischen Niveaus erfolgte dabei in Ermangelung biostratigraphisch enger verwertbarer Fossilfunde praktisch ausschließlich nach lithostratigraphischen Kriterien, im Umfang der in den Schichtbeschreibungen dargestellten Möglichkeiten und der damit erreichbaren Genauigkeit. Im Übrigen wurden die stratigraphischen Zuordnungen aus Übersichts- und Spezialkarten älterer Bearbeitungen, soweit nicht im offenkundigen Konflikt zu den eigenen Feldbeobachtungen erscheinend, in der Profildarstellung berücksichtigt.

Grundsätzlich bleibt allerdings anzumerken, dass mit den im Rahmen der Tiefbauarbeiten gesammelten Daten bautechnisch bedingt zwar ein lang erstrecktes Profil erstellt werden kann, die tektonischen Verhältnisse in den streichenden Fortsetzungen der jeweiligen Regionen naturgemäß jedoch kaum berücksichtigt sind. Mit dem hier vorgestellten Profil kann daher nur ein begrenztes Abbild der strukturellen bzw. tektonischen Verhältnisse vermittelt werden, das nur bedingt mit Ergebnissen flächenhafter Aufnahmen vergleichbar ist. Die hier erbrachte Darstellung soll in erster Linie zur Verfügbarkeit des gesammelten Datenmaterials beitragen und einen gewissen Anhaltspunkt für weitergehende Aufnahmen im Rahmen künftiger Untersuchungen liefern. Für eine Bewertung der im Umfeld der Grabentrasse durchgeführten Spezialkartierungen mitsamt daraus abgeleiteten Modellen und Profilen (z.B. SCHOLTZ 1930, HOEPPENER 1957a,b, ENGELS 1960, THON 1985, SCHIEVENBUSCH 1992, DITTMAR 1996 u.a.) ist angesichts der relativ geringen Datendichte keine ausreichende Grundlage gegeben, so dass auf eine eingehende Diskussion bzw. vergleichende Gegenüberstellung verzichtet wird.

## 4.2. Faltenbau, Schieferung und Vergenzverhältnisse

### 4.2.1. Abschnitt Nord (Westeifel)

Der Nordabschnitt des Grabenprofils verläuft über die gesamte Länge nahezu querschlägig zu den variskischen Faltenachsen zwischen dem Ostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone und dem westlichen Abtauchbereich des Osteifeler Hauptsattels.

Wie in Kap. 2. erwähnt, werden im äußersten Nordwesten des Profils bei Dorsel noch Teile der Ahrdorfer Mulde erfasst, in deren Kern Gesteine des Mitteldevon (Eifel-Stufe; Lauch- bis tiefere Junkerberg-Schichten) in karbonatischer Fazies zutage treten (s. MEYER 1994). Die Ahrdorfer Mulde ist in sich spezialgefaltet durch kleinere Sattel- und Muldenstrukturen mit Spannweiten von etwa 500 m, wodurch nicht der Tiefgang erreicht wird, wie er z.B. in der südwestlich anschließenden Hillesheimer Mulde beobachtet wird (MEYER 1994).

Südlich der Ahrdorfer Mulde folgen bis auf die Höhe von Gefell eine Reihe von großzügig gebauten, überwiegend schwach nordwestvergenten Sattelstrukturen mit Spannweiten zwischen 500 m und 1,5 km, die häufig selbst aus einer Reihe kleinerer Spezialfalten ähnlicher Vergenz aufgebaut sind (zur Bezeichnung s. FUCHS 1974). Entsprechendes

gilt für die zwischengelagerten Muldenzüge, die in der Region des Grabenprofils mehrheitlich keinen großen Tiefgang erreichen und aus stratigraphischer Sicht nur wenig deutlich in Erscheinung treten. Erst in der Region zwischen Katzwinkel und Auderath treten in einem nach FUCHS (1974) durch eine Reihe etwa Nord-Süd-streichender Störungen in einzelne Schollen zerlegten Abschnitt ältere Schichtglieder (Reudelsterz-Schichten, Eckfeld-Schichten) zutage. Dieser Teil des nördlichen Profil-Abschnittes ist aus strukturgeologischer Sicht bereits dem breiten Nordflügel des Manderscheid-Antiklinorium anzugliedern, das in der Region maßgeblich die Verbreitung der devonischen Schichtenfolge bestimmt. Im Kernbereich dieser überregional bedeutenden Aufwölbung treten im Grabenprofil zwischen Schönbach und Auderath in kleineren Aufsattelungen Gesteine des Obersiegen (Herdorf-Unterstufe, Saxler-Schichten) zutage (s. Abb. 12). Größere Verbreitung besitzen jedoch auch hier die Serien des Unterems (Eckfeld-Schichten, Ruedelsterz-Schichten), die sich in den Füllungen kleinerer Muldenstrukturen erhalten konnten (u.a. RÖDER 1960, FUCHS 1974, KÖLSCHBACH et al. 1993, MEYER et al. 1994). Die südliche Begrenzung bildet die Siegener (Mayener) Hauptüberschiebung, die das Grabenprofil zwischen Auderath und Gillenbeuren quert und die Unterems-Schichten der sandigen Nord-Fazies gegen lithotypisch ähnlich entwickelte Gesteine (vermutlich noch dem Obersiegen zugehörig) des Mosel-Synklinorium verwirft.

Bedingt durch den erwähnten, abschnittsweise sehr regen Klein- und Spezialfaltenbau bietet sich im Nordabschnitt des Grabenprofils ein recht wechselhaftes Bild der Lageverhältnisse. Die steiler, nur sehr selten überkippt einfallenden Abschnitte bilden hier praktisch ausnahmslos die Nordflügel kleinerer, d.h. im Bereich weniger 10-er Meter ausgebildeter Faltenstrukturen. Übergeordnete Großstrukturen bleiben – soweit ersichtlich – durch überwiegend flach nach Südosten einfallende, relativ weit ausgedehnte Südflügel und nur wenig steilere Nordflügel eines schwach nordvergenten Großfaltenbaus geprägt.

Nördlich der Siegener Hauptüberschiebung ist eine Schieferung nur sehr vereinzelt, oft undeutlich in stärker tonigen Sedimenten entwickelt, üblicherweise begrenzt auf den stärker beanspruchten Faltenkern oder Sattel-Steilflügel. Soweit einer Messung zugänglich, konnten hier Werte um  $60^\circ$ , in der näheren Umgebung der Grabentrasse vereinzelt auch steiler (bis  $70^\circ$ ), mit ausnahmslos südöstlicher Fallrichtung beobachtet werden, die den schwach nordwestvergenten Faltenbau der Region nachzeichnen (s. Abb. 29, 30).

Der von FUCHS (1974) ausgewiesene Bereich deutlich ausgeprägter Südost-Vergenz zwischen Gelenberg und Ulmen (im Trassenverlauf) ist nach dem Befund des Schieferungsgefüges kaum nachvollziehbar. Im Übrigen dürfte auch das Vorherrschen relativ flach Südost-fallender Schichten neben steiler Nordwest-, vereinzelt auch überkippt Südost-fallender Schichtung nicht mit der Annahme südost-vergenter Strukturen in größerer Verbreitung zu vereinen sein.

#### 4.2.2. Abschnitt Mitte (Moselmulde)

Der mittlere, durch die Siegener Hauptüberschiebung (SHÜ) im Norden und die Bop-pard-Dausenauer-Überschiebung (BDÜ) im Süden eingerahmte Profilabschnitt der Moselmulde ist gekennzeichnet durch ein weniger einheitliches, vor allem in Richtung des Muldenkerns deutlich komplexeres Bild der strukturellen Verhältnisse, die trotz einer beständig wachsenden Fülle entsprechend orientierter Untersuchungen und Spezialaufnahmen bis heute noch offene Fragen bergen. Im Besonderen die dort einsetzenden Gegenvergenzen gaben – und geben nach wie vor – Anlass zu einer Vielzahl von Modellvorstellungen über Tektogenese und Faltenbau dieser Region. Da hier nicht der Raum ist auf Einzelheiten einzugehen, sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (z.B.

HOEPPENER 1957a,b, THON 1985, BUDÉUS 1988, SCHIEVENBUSCH 1992, WILDBERGER 1991, MEYER & STETS 1996, KRÖLL in Vorb.).

Im Bereich der Moselmulde (hier gleichgesetzt mit der naturräumlichen Einheit zwischen Siegener Hauptüberschiebung und Bopparder-Überschiebung) ‚verjüngt‘ sich die stratigraphische Abfolge bei allgemein mittelsteil in Richtung des Muldenzentrums abfallendem Falten Spiegel sehr rasch, so dass neben der Siegener-Stufe im basalen Hangendbereich der Siegener (Mayener) Hauptüberschiebung praktisch die gesamte Unter- und Oberems-Folge erschlossen wird.

Im Gegensatz zum Nordabschnitt bleiben die Vergenzverhältnisse dabei allgemein deutlich ausgeprägt und durch eine allenthalben – mit Ausnahme der sandigen Serien an der Wende Unter/Oberems – nachweisbare Schieferung betont. Mit einem übergeordneten Schieferungs-Fächer gestaltet sich südlich der Ortschaft Schmitt (u.a. SIMPSON 1940, HOEPPENER 1957b) der Übergang des bis dorthin mehr oder weniger deutlich Nordwest-vergenten Faltenbaus in eine breite, bis etwa ins Moseltal reichende Zone ausgeprägter Südost-Vergenz, in der die Schichten überwiegend steil überkippt nach Nordwesten einfallen (s. Abb. 31). Der Schieferungsfächer bzw. Vergenzwechsel vollzieht sich in dieser Region in einem etwa 2 km breiten Streifen. Ein im tektonischen Kontakt abrupter Umschlag von Nordwest-fallender Schieferung zu südöstlichen Einfallrichtungen, wie von THON (1985, S. 40, u. Profil C–D) in der Region nördlich Lutzerath (etwa 3 km südwestlich der Grabentrasse) sowie von SCHIEVENBUSCH (1992, S. 103) weiter östlich im Elz- und Nettetal beobachtet, scheint im Bereich des Grabenprofils nicht gegeben. Es muss allerdings hervorgehoben werden, dass auch hier durch die in größeren Teilbereichen größer 3 m mächtige Schutt- und Lößbedeckung kein lückenlos durchgehendes Abbild der strukturellen Verhältnisse zu erheben war. Störungsmuster entsprechender Auswirkungen mögen daher nicht ausgeschlossen werden; die verfügbaren Gefüge-Messungen (u.a. saiger stehende Schieferungsflächen bei Gillenberuren; s. Abb. 19 u. 31) geben jedoch keinen Anlass – zumindest im Verlauf der Grabentrasse – von der bisher geläufigen Vorstellung einer  $\pm$  ungestörten Fächerung abzugehen.

Ein vermutlich tektonisch angrenzender Bereich ungewöhnlich flach (um 35°) Nordwest-fallender Schieferung ist in der Region um Beuren zu bemerken, der sich von dort in südliche Richtung wieder fortschreitend versteilt, den Vergenzmustern entsprechend jedoch beständig Nordwest-fallend. Erst im Moseltal, etwa auf der Höhe von Bullay (im Streichen) pendelt die Schieferung um die saiger-Stellung und erreicht in einem schmalen Streifen kurz vor der Bopparder Überschiebung steil südöstlich gerichtete Fallwerte.

#### 4.2.3. Abschnitt Süd (Hunsrück)

Eine im Zusammenhang mit struktureologischen Aufnahmen besondere Problematik bildet die zum Teil sehr homogene und feinkörnige Lithofazies der Hunsrücksschiefer des südlichen Profilabschnittes, in denen die primären Schichtmerkmale oftmals vollständig durch Schieferungsgefüge überprägt und entsprechend verwischt sind. Halbwegs vertrauenswürdige Messungen oder zumindest Abschätzungen der Lagerungsverhältnisse ermöglichen sich nur im Einzelfall durch Einschaltungen sandiger Horizonte oder feine Silt-Bänderungen, gelegentlich auch durch diffus ausgebildetes Schieferungsbrechen oder stratiform angereicherte Konkretionen. Abschnittsweise, im Besonderen in Regionen, in denen – wie vor allem im südlichsten Teil des Trassenprofils häufig beobachtet – Schichtflächen dem  $sf_1$ -Flächengefüge nahezu parallel verlaufen und entsprechend unauffällig hervortreten, konnten nur interpolierte Darstellungen des Faltenbaus erbracht werden, generiert aus den jeweils nächstgelegenen Messdaten. Es braucht nicht betont zu werden, dass sich damit nur ein vereinfachtes Abbild vermitteln lässt, in

dem kleinere Faltengebilde möglicherweise nicht in ihrer realen Verbreitung erfasst sind.

Neben dieser Problematik sind strukturgeologische Auswertungen in dieser Region zusätzlich erschwert durch die bereits angesprochene Eintönigkeit der Gesteine, welche nach wie vor erhebliche Freiheitsgrade in der Bewertung der stratigraphischen Verhältnisse lässt.

Mit diesen Einschränkungen behaftet ergibt sich im Süden des Profils ein durch Schuppenbau allgemein stark gestörter, in der gängigen Lehrmeinung durch ‚Kurzschenkelfalten‘ (s. Abb. 26) geprägter Faltenbau (Prof. Dr. STETS, mdl. Mitt.). Die Schich-

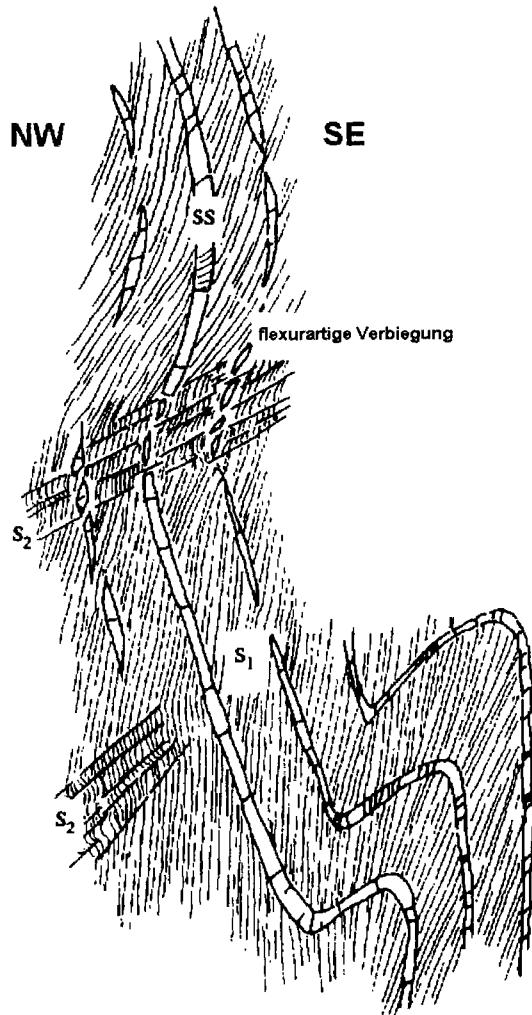


Abb. 26: ‚Kurzschenkelfalte‘ mit kurzem Normal (Nord)- Flügel und langem, häufig überkippt lagerndem Südflügel. S<sub>1</sub> = 1. Schieferung; S<sub>2</sub> = 2. Schieferung; ss = Schichtung (aus STETS & STOPPEL 1998).



ten fallen bei durchgehend steil Nordwest-fallender Schieferung überwiegend steil nach Südosten, stehen saiger oder fallen über größere Strecken steil überkippt nach Nordwesten. Flach Nordwest-fallende Schichten der normallagernden Gegenflügel sind dagegen nur kurz ausgebildet, z.T. zudem tektonisch ‚beschnitten‘ und entsprechend wenig verbreitet. Ein vergleichsweise großzügiger, schwach vergenter Faltenbau mit ausgedehnten Nord- und Südflügeln – wie bei ENGELS (1960) etwa im Profil zwischen Würriich und Peterswald dargestellt – ist für die so gezeichnete Region daher nicht zu vermuten bzw. nachzuweisen.

Schieferungswerte konnten im südlichen Traversenabschnitt praktisch in allen Einheiten – oftmals als einzig zugängliches Gefügemerkmal – gut eingemessen werden. Vor allem in den Silt- und Dachschiefern vom Kauber Typ deutlich ausgeprägt sind die Flächen der ersten Schieferung ( $sf_1$ ), die primäre Schichtungsmerkmale in den homogenpelitischen Gesteinstypen häufig vollständig unkenntlich machen. Diese etwa im Schichtstreichen entwickelte Schieferung wird in der Hunsrück-Region gelegentlich von einer zweiten, weitständigeren Kluff- oder Scherflächenschar geschnitten, so dass gebietsweise von einer zweiten Schieferung ( $sf_2$ ) gesprochen werden kann (MEYER & STETS 1996; s. auch Abb. 26). Das in der Hunsrück-Region zum Teil deutlich entwickelte, wenn in dieser Form auch nie dominierende Flächengefüge der zweiten Schieferung ( $sf_2$ , auch bezeichnet als Schubklüftung oder crenulation cleavage; TALBOT 1965, SCHOLTZ 1930, HOEPPENER 1957b, ENGELS 1960, WILDBERGER 1991, STETS & STOPPEL 1998) kommt in den Karten und Profildarstellungen der Übersicht wegen jedoch nicht zur Darstellung. Es sei auch auf die gelegentlich erwähnte Existenz einer dritten Schieferung ( $sf_3$ ) hingewiesen (u.a. WEIJERMARS 1986, BARTELS et al. 1997). Bislang scheint ein glaubhafter Beleg für diesen Gefügetyp im Hunsrück (außerhalb der metamorphen Zone am Südrand) jedoch nicht gegeben (Prof. Dr. STETS, mdl. Mitt.).

Ähnlich den Verhältnissen im kompliziert gebauten Profil der Moselmulde zeigen auch die im südlichen Traversenabschnitt erfassten Gefügedaten der 1. Schieferung von Norden nach Süden fortschreitend erhebliche Variationen der Raumlage. Bemerkenswert ist ein eigentümlicher, im basalen Hangendbereich der Bopparder-Überschiebung einsetzender Abschnitt, in dem die Schieferung ( $sf_1$ ) mit Werten um 25° SE einfallend (lokal auch weniger, bis zur annähernden Horizontallage) für das Rheinische Schiefergebirge relativ untypisch stark verflacht ist. Diese bereits bei ENGELS (1960) und HOEPPENER (1957b) ausführlich beschriebene Zone ausgeprägt flach südost-fallender Schieferung ist bis etwa auf die Höhe von Tellig verfolgbar. Südlich davon erschließt sich – wiederum im tektonischen Kontakt – eine rund 4 km breite Zone, in der die Schieferungswerte zunächst sprunghaft (auf Werte um 40°), darauf folgend in südliche Richtung weiterhin kontinuierlich versteilen. Auf der Höhe von Altlay bilden sie den zweiten deutlich ausgeprägten Schieferungsfächer im Grabenprofil (Moselachse sensu SCHOLTZ 1930). Südlich dieser Fächerung (s. Abb. 32) herrscht bis in die Region um Wickenrodt bei vorwiegend steil nordwestlich fallender Schieferung ( $sf_1$ ) nur noch wenig Abwechslung. Örtlich pendeln die Werte auch hier um die saiger-Stellung, was z.T. tektonisch bedingt, z.T. auch durch Hakenschlagen vorgetäuscht sein mag, echte Meilerungen und damit verknüpfte Vergenzwechsel sind jedoch nicht mehr nachweisbar (s. Abb. 33).

#### 4.3. Störungen

Der variskisch deformierte Gebirgskörper des Rheinischen Schiefergebirges ist von einer Vielzahl an Störungen unterschiedlicher Ausrichtung und Größenordnung durchzogen. Allgemein beherrschen Störungslinien in streichender Ausrichtung (SW-NE) sowie  $\pm$  senkrecht zu den variskischen Faltenachsen verlaufende Querstörungen das

tektonische Bild. Letztgenannte konnten im überwiegend querschlägig zum Generalstreichen verlaufenden Grabenprofil naturgemäß kaum nachgewiesen werden, so dass hier auf flächenhafte Kartierungen an anderer Stelle zu verweisen ist.

Die im Streichen oder spitzwinklig zu den Faltenachsen verlaufenden Störungen wurden bei Querung des Grabenprofils dagegen – in Anzahl und stratigraphischer Bedeutung von Norden nach Süden allgemein zunehmend – häufig beobachtet.

Hinweise auf größere, vor allem im südlichen Schiefergebirge maßgeblich die stratigraphische Position und Verbreitung der dort zutage tretenden Gesteinsverbände bestimmende Verwerfungen bilden dabei neben störungsbezogenen Zerrüttungszonen oder Vererzungen vor allem sprunghafte Änderungen in der Lithologie (bzw. Stratigraphie) und/oder bei den Gefügewerten (Raumlage von Schichtung, Schieferung und Spezialfalten). Nachfolgend werden die wichtigsten Störungen kurz beschrieben.

#### 4.3.1. Abschnitt Nord

Am Südrand der Ahrdorfer-Mulde ist das Mitteldevon des Muldenkerns gegen die Klerf-Schichten in der südlichen und östlichen Umrandung an aufchiebenden Störungen verworfen, so dass die geringmächtigen Oberems-Schichten hier offenbar gänzlich unterdrückt sind (s. Abb. 29). Die Verschiebungsbeträge an diesen Randstörungen sind jedoch geringer als z.B. im Bereich der Hillesheimer Mulde, da der Ausgleichsbetrag der disharmonischen Tektonik zwischen dem starren Karbonat-Komplex der Muldenfüllung und dem leichter faltbaren Unterdevon der Umrandung in der kleinen Ahrdorfer Mulde geringer ist (MEYER 1994).

Ebenfalls geringe, oft nicht stratigraphisch nachweisbare Versatzbeträge bilden variskisch angelegte, vermutlich  $\pm$  streichende Störungen im südlich anschließenden Verbreitungsgebiet bis in die Region der Siegener Hauptüberschiebung. Größere Versatzbeträge können möglicherweise für die im Raume Gelenberg nachgewiesene Störung angenommen werden, an der lithologisch weitgehend abzugrenzende Gesteine vom Typ der Stadtfeld-Schichten auf Klerf-Schichten im Kern der Bongardter-Mulde (FUCHS 1974) aufgeschoben sind (s. Abb. 29 u. 30, vgl. auch Kap. 3.1.2.2.). Im Übrigen bleibt zusammen mit dem unkomplizierten Faltenbau jedoch das Bild einer vergleichsweise wenig komplexen Störungstektonik aufzuzeigen.

Deutlicher als das variskische Störungsmuster scheinen im Nordabschnitt känozoische, überwiegend quer bis stumpfwinklig zum Streichen der variskischen Faltenachsen gerichtete Bruchlinien hervorzutreten (s. FUCHS 1974). Die vorwiegend abschiebenden, z.T. sicher aus a–c Klüften hervorgegangenen Verwerfungen konnten in dieser Form jedoch nur sehr vereinzelt bei Querung des Grabenverlaufs mit allgemein geringen Versatzbeträgen (im sub-Meter Bereich) nachgezeichnet werden. Wegen der untergeordneten Bedeutung für die strukturelle und stratigraphische Auswertung des Trassenprofils wird auf eine Darstellung dieser Störungen verzichtet.

#### 4.3.2. Abschnitt Mitte

Deutlich komplexer als im nördlichen Profilabschnitt sind die struktureologischen Verhältnisse im Bereich der Moselmulde (Abb. 31), deren nördliche Begrenzung – wie eingangs erwähnt – zweckmäßig mit dem Verlauf der Siegener (Mayener) Hauptüberschiebung markiert wird. Diese über rund 120 km vom nördlichen Siegerland über den Rhein bei Leutesdorf durch das Laacher-See-Gebiet bis in die Region um Manderscheid verfolgbare Großstörung (MEYER & STETS 1981, 1996; THON 1985; MEYER et al. 1994) zeigt in ihrem gesamten Verlauf steiles Einfallen von 60 bis 80° nach Südosten. Am Mittelrhein erreicht der Verschiebungsbetrag Größenordnungen von mehreren tausend

Metern (MEYER & STETS 1996), in Richtung Osteifel (nach SW) verringert sich der Versatzbetrag jedoch erheblich. Gleiches gilt für den lithofaziellen, im Rheinprofil noch unübersehbar deutlichen Sprung zwischen Liegend- und Hangendscholle, so dass diese – im Gebiet der Südosteifel auch als Mayener-Überschiebung bezeichnete – Störungslinie (u.a. SIMPSON 1940) nur mit Mühe bis in die Region um Manderscheid verfolgt werden konnte (MEYER et al. 1994). Auf Position und Methode zur Abgrenzung dieser Störung im Grabenprofil zwischen Auderath und Schmitt wurde bereits in Kap. 3.2.1. hingewiesen.

Im unmittelbar südlich der Siegener Hauptüberschiebung folgenden Profilabschnitt konnten Störungen nennenswerter Größenordnung, d.h. mit (litho)stratigraphisch nachweisbaren Versatzbeträgen, die eine Verbindung von Liegend- und Hangendscholle im Aufschlussniveau der Grabentrasse nicht mehr ermöglicht hätten, nicht sicher nachgewiesen werden. In Analogie zu Ergebnissen von Bearbeitungen paralleler Profile (z.B. THON 1985, SCHIEVENBUSCH 1992) darf jedoch angenommen werden, dass auch diese Region von stratigraphisch durchaus bedeutenden Verwerfungen durchzogen ist, die in den über große Strecken schlecht erschlossenen, zudem weithin wenig differenzierten Schichtverbänden nicht erfasst werden konnten.

Deutlichere Hinweise auf die lokale Störungstektonik ergaben sich erst südlich von Urschmitt, einhergehend mit günstigeren Aufschlussverhältnissen und lithostratigraphisch besser einzupassenden Gesteinsfolgen. Im allgemein durch Nordwest-gerichtete Aufschiebungen geprägten Gesamtbild der hier vorgestellten Traverse relativ ungewöhnlich ist eine Nordwest-fallende, durch eine ca. 20 cm mächtige, brekziös-vererzte Zerrüttungszone betonte Störungslinie, an der ca. 900 m südlich von Urschmitt sandsteinreiche Folgen vom Typ der Cochem-Schichten (? Singhofen-Unterstufe) gegen Hunsrückschiefer (milde und schwach sandige Ton-Siltschiefer) abstoßen. Schwer zu beurteilen ist dabei, wie sich die im Aufschlussniveau mit ca. 50° mittelsteil nach Nordwesten einfallende Störungsfläche zur Tiefe fortsetzt. Möglicherweise kann neben der im Störungsbereich herrschenden Südost-Vergenz auch der beschriebene Störungsverlauf auf eine Rotation des Faltenbaus zurückgeführt werden, von der die Störung (es handelt sich bei dem oben erwähnten Befund phänomenologisch nach einer möglichen Rotation um eine Abschiebung) selbst mit erfasst wurde. Kaum mehr anwendbar scheint ein dahingehendes Modell jedoch auf eine ausgewiesen flach nach Nordwesten einfallende Störungsbahn, die im Grabenprofil südöstlich von Beuren am Nordwest-Hang des Scheernberges (Bl. Alf) sehr deutlich im Verlauf eines etwa 10 cm mächtigen, zwischen 10 und 35° (zur Grabensohle versteilend in einen  $s_f$ -parallelen Verlauf) nach Nordwesten einfallenden Quarzbandes nachgezeichnet wurde.

Neben dieser – durch ihre flache Raumlage im Grabenprofil über rund 10 m verfolgbaren – z.T. brekziösen Verquarzung ist der Störungscharakter hier betont durch einen auffälligen lithologischen Wechsel von feinsandreichen Siltsteinen vom Typ der Gladbach-Schichten zu dunkelgrauen, von sandigen Einlagerungen freien Tonschiefern im Liegenden der Störung. Es handelt sich um glatt spaltende, siltarme Tonschiefer von nahezu Dachschiefer-artigem Habitus, wie sie in vergleichbarer Form innerhalb der Gladbach- oder Klerf-Schichten der Region nicht beobachtet wurden. Diese eigentümlich wirkende Schiefer-Äbfolge erreicht jedoch nur eine geringe Mächtigkeit von ca. 10 m und wird im stratigraphisch Hangenden (südöstlich) recht bald von Gesteinen in typischer Klerf-Fazies überlagert. Der Übergang zu den Klerf-Schichten war im Profil nicht erschlossen, so dass hier nicht zu beobachten war, ob dieses – schwer in das lithologische Spektrum der höheren Gladbach- bzw. tieferen Klerf-Schichten einzupassende – Schieferpaket unter Umständen auch im stratigraphisch Hangenden tektonisch begrenzt

ist. Die im Profil dargestellte Störung zeichnet damit nur den oben beschriebenen Verlauf nach, die stratigraphische Ausdeutung (auf Folgen derselben Einheit aufgeschobene Gladbach-Schichten; Abb. 32) kann jedoch nicht gänzlich befriedigen.

Für eine (genetische) Deutung dieser Störung ist dem bei SCHIEVENBUSCH (1992, S. 105) vorgestellten Modell zu folgen, nach dem flach Südost-gerichtete Rücküberschiebungen an der Nordwest-Flanke der Moselmulde zur Kompensation später Einengung angelegt wurden. Ähnlich flach Nordwest-fallende, unter Umständen an die oben erwähnten Störungsbereiche anzuschließende Auf- und Überschiebungen beschreibt THON (1985) aus der wenige km südwestlich der Trasse gelegenen Region zwischen Driesch und Weiler.

Störungen der postvariskischen Entwicklung konnten im mittleren Profilabschnitt ebenfalls häufig durch einen deutlichen Versatz der Verwitterungsstufen oder im Bereich lithologisch auffälliger Horizonte des Grundgebirges nachgewiesen werden. Die Sprunghöhe der überwiegend steil einfallenden Verwerfungen ist jedoch allgemein gering (wenige dm bis einige m) und praktisch ohne Bedeutung für die stratigraphischen und großstrukturellen Verhältnisse der Region.

Eine Ausnahme bilden Störungssysteme im Bereich des Emsquarzit-Vorkommens bei Alf, dessen flache Nordflanke – etwa im Bereich des Sattelkerns – gegen die steil bis überkippt lagernde Sattel-Südflanke abgeschoben ist. Möglicherweise ist diese Störung an eine der großen Grabenrandstörungen der Wittlicher Senke in der südwestlichen Fortsetzung anzuschließen. Mit einiger Wahrscheinlichkeit dürfte es sich jedoch um eine bereits variskisch angelegte Störung handeln, die in jüngerer Zeit in umgekehrter (abschiebender) Bewegungstendenz neu belebt wurde.

Eine ähnliche Anlage kann für die bereits erwähnte, annähernd Nord–Süd streichende (vermutlich dem auffälligen Verlauf der Mosel zwischen Alf und Neef folgende) Störung angenommen werden, die sich aus dem (rechtshändigen) Versatz des Emsquarzit-Zuges beiderseits der Mosel ableiten lässt (s. Abb. 20). Es ist bei den steil lagernden Folgen nicht sicher zu bewerten, ob neben dem lateralen Versatz auch abschiebende Bewegungen stattgefunden haben. Entsprechende Hinweise bzw. Erkenntnisse mögen sich mit parallel betriebenen Untersuchungen des Verwitterungsbildes (Univ. Gießen, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) der Region, gegebenenfalls auch Vergleichen des Terrassen-Niveaus ergeben.

#### 4.3.3. Abschnitt Süd

Die Abfolge des südlichen Profilabschnittes zeichnet sich durch eine relativ komplexe (variskische) Tektonik aus, geprägt durch Aufschiebungen bzw. Schuppenstrukturen unterschiedlicher Größenordnung. Die Störungen treten in den weitgehend uncharakteristischen Gesteinsserien in Hunsrückschiefer-Fazies häufig zwar nicht deutlich hervor, eine Vielzahl kleinerer Schicht- bzw. Schieferungsflächen-paralleler Störungsbahnen (die in den ‚frischen‘ Anschnitten des Grabenprofils mitunter recht gut durch Zerrüttungszonen, Vererzungen, gelegentlich im Verein mit – überwiegend geringfügigen jedoch sprunghaften – Änderungen der  $sf_1$ -Gefügewerte zu vermerken waren) belegen jedoch, dass die mächtige Hunsrückschiefer-Abfolge des Südabschnittes in weitaus stärkerem Maß durch schuppenartige Schichtwiederholungen überprägt sein dürfte, als es sich in den monotonen Gesteinsfolgen lithologisch bzw. lithostratigraphisch nachweisen ließe.

Für die im Aufschlussniveau überwiegend steilen, größtenteils etwa Schieferungs( $sf_1$ )-parallelen Störungsbahnen im Südost-vertigenten Hunsrückschiefer-Areal zwischen Altlay und Wickenrod kann zunächst ein zur Tiefe steil fortgesetzter Verlauf angenommen werden. Geometrische Überlegungen sprechen jedoch dafür, dass es sich allgemein um

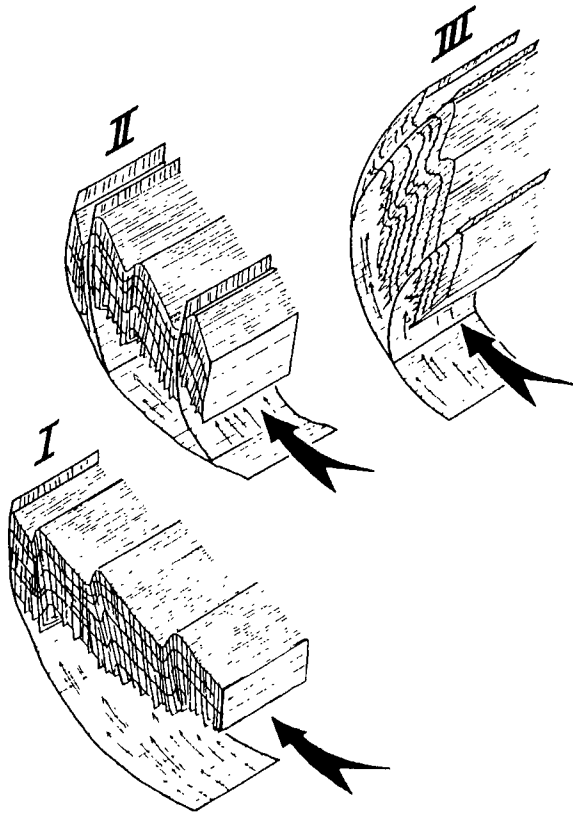


Abb 27: Schema zur Entwicklung von Schuppenbau und Gegenvergenz durch Rotation Nordwest-  
vergenger Kurzschenkelkelfalten (nach MEYER & STETS 1996).

in größerer Tiefe zunehmend verflachende, schaufelförmig gebogene (listrische) Bewegungs-  
bahnen handelt (MEYER & STETS 1996; Abb. 27).

Die z.T. bis zur Überkippung aufgerichteten bzw. rotierten Störungen erscheinen im  
Aufschlussniveau phänomenologisch als Abschiebungen. Ihrer Anlage nach müssen  
diese jedoch als Nordwest gerichtete Aufschiebungen gewertet werden, die sich aus bei  
Beginn der Faltung angelegten Kurzschenkelkelfalten ableiten lassen (Abb. 27). Viele dieser  
Störungen haben vermutlich nur begrenzten Tiefgang, zum Teil dürfte allerdings auch  
eine Einbeziehung des prädevonischen Sockels angenommen werden (MEYER & STETS  
1996).

Schwer abschätzbar sind die Versatzbeträge der im südlichen Profilabschnitt zwi-  
schen Rhaunen und Wickenrodt, dort z.T. in gewisser Übereinstimmung mit den bei  
ECKE et al. (1985) durch Auswertung von Inkohlungsdaten stratigraphisch belegten Stö-  
rungsbahnen. Neben den eigentlichen Störungszonen (Kataklastite, seltener Verquarzun-  
gen) oder Abweichungen der  $sf_1$ -Gefügewerte in Liegend- und Hangendscholle (in der  
Regel nur etwa 5–10°, im Störungsbereich jedoch abrupt wechselnd) liefern die gleich-  
förmigen Gesteine in Hunsrücksschiefer-Fazies praktisch keinen Anhaltspunkt für strati-

graphisch nachweisbare Größenordnungen. Die Wirkung derartiger Störungsmuster kann allerdings aus der beachtlichen Ausstrichbreite des dortigen Hunsrückschiefer-Zuges abgeleitet werden, die bei überwiegend steiler Raumlage und steil nach Südosten einfallendem Faltenspiegel ohne Zuhilfenahme von Schichtwiederholungen an schuppenartigen Störungen nur mit der Annahme unrealistisch hoher Mächtigkeiten erklärt werden könnte.

Als Störungen größeren Ausmaßes dürften zumindest mit einiger Bestimmtheit die im südlichen Profil-Abschnitt zwischen Würriich und Rhaunen dargestellten, soweit ersichtlich nahezu saiger bis steil nach Südosten fallenden Aufschiebungen angesprochen werden (s. Abb. 32 u. 33). Ein Bündel aus drei eng benachbart auftretenden, in der Tiefe vermutlich zu einer gemeinsamen Störungsbahn vereinten Aufschiebungen (in den Profilen angedeutet) konnte in der Region zwischen Sohren und Rhaunen nachgewiesen werden (s. Abb. 33). Neben den im Grabenprofil deutlich sichtbaren, oft quarzführenden Zerrüttungszonen (die in der Region auch zu im Oberboden unübersehbar angereicherten Gangquarz-Fragmenten beitragen) und lokalen Verstellungen der Schicht- und Schieferungs-Gefüge dürfte sich der Störungscharakter auch hier aus lithologischen bzw. lithostratigraphischen Abweichungen beiderseits des Störungsverlaufes ableiten lassen.

Eine oder mehrere dieser schuppenartig angereihten Aufschiebungen mögen sich an die bei DITTMAR (1996, S. 190) nordöstlich von Sohren bei Dill beschriebene Störungszone anschließen und damit über den eng begrenzten Trassen-Ausschnitt verfolgen lassen. Obwohl DITTMAR im Ortsbereich Dill – abgesehen von verbreitet auftretenden Harnischen – keine Anzeichen für eine verstärkte Scherbeanspruchung beobachten konnte, sprechen die dort bestimmten  $R_{s-ac}$ -Strainintensitäten nach DITTMAR für eine bedeutende Aufschiebungszone. Weitere Störungsbahnen ähnlich gewichtiger Größenordnung dürften zwischen dem Hunsrückschieferzug bei Altlay und Sohren angenommen werden. Sie stehen dort möglicherweise in einer direkten Beziehung zu den schuppenartigen Begrenzungsstörungen, welche im Kern des Idarwald-Sattels die Verbreitung der dort austreichenden Taunusquarzit-Züge bestimmen. Im Grabenprofil treten die petrographisch auffälligen Gesteine dieser Einheit zwar nicht mehr zu Tage, stark sandige Serien in Zerfer Fazies (vermutlich den tieferen Partien zugehörig) bekunden jedoch die im Bereich dieser nahezu senkrecht stehenden Störungsbahnen vergleichsweise hoch liegende Basis von Schichten der Ulmen-Unterstufe. Ein größerer Versatz scheint dabei im Besondern für die am nordwestlichen Ortsrand von Würriich vermutete Störung wahrscheinlich, vor allem wenn man annimmt, dass südlich von Altlay bereits Hunsrückschiefer von Singhofen-Niveau anstehen (s. Kap. 3.3.), die hier mit lithologisch relativ scharfer Grenze gegen Schichten vom Zerfer Typ abstoßen.

Nördlich von Würriich bis zur Bopparder-Überschiebung bei Grenderich bilden Störungen, die auch in diesem Abschnitt durch Vererzungen und lokale Gefügeüberprägungen noch an verschiedener Stelle dokumentiert sind, offenbar keine in dieser Form (lithostratigraphisch) deutlich nachweisbaren Versatzbeträge mehr aus. Hinzuweisen ist jedoch auf die bereits erwähnte, im Grabenprofil etwa auf der Höhe von Tellig (im Bereich westlich des Gutshofes ‚Hähnchen‘) durch einen ca. 70 cm breiten, stark quarzdurchsetzten Bereich und Spezialfaltung auffällig gewordene Störungszone. Hier grenzen die stärker sandigen, im basalen Hangendbereich der Bopparder-Überschiebung erschlossenen Gesteinsfolgen mit Eigenschaften der Zerfer Fazies (s. Kap. 3.3.) bei sprunghafter Versteilung der  $sf_1$ -Gefüge (von 25 bis 30° SE im Liegenden auf 40 bis 45° SE im Hangenden der Störung) an weitgehend siltig-tonig entwickelte Hunsrück(Dach)-schiefer vom Kauber Typ, die sich in südliche Richtung bis in die Region um Altlay verbreitet nachweisen lassen.

Im Übrigen sind mit den Störungen zwischen Würrich und Sohren vergleichbare Ausmaße vermutlich erst wieder auf der Ortshöhe von Grenderich im Bereich der Bopparder Überschiebung gegeben, an der Unterems-Schichten in Hunsrück-schiefer-Fazies auf die Oberems-Serien des Muldenkerns aufgeschoben sind (s. Kap. 3.2.).

Die aus dem Lahnggebiet bis in den Bereich der Grabentrasse bei Grenderich verfolgbare Großstörung (u.a. THIELE 1960) schließt sich nach Südwesten an die oftmals mit der Bopparder-Überschiebung parallelisierte ‚Hunsrück-Überschiebung‘ (KOPF 1955, SOLLE 1976) an, die am Südrand der Olkenbacher Mulde verlaufend bis in die Region um Trier (WILDBERGER 1991) nachzuweisen ist.

Nach DITTMAR (1996) handelt es sich jedoch nur um eine im tektonischen Rahmen weniger bedeutende Teilstörung eines ausgedehnteren Überschiebungssystems (Merler Aufschiebung, Neumerler Aufschiebung), welches mit einem Teil südlich vorgelagerter Begleitstörungen in einen zur Tiefe rasch verflachenden Abscherhorizont (Hunsrück-Decke sensu DITTMAR) übergeht.

Ein alpinotyp-deckenähnlicher Baustil, wie er von ONCKEN (1988) bereits ausführlicher diskutiert wurde, erscheint nach MEYER & STETS (1996) im Bereich des südlichen Rheinischen Schiefergebirges jedoch fragwürdig. Gegen ein dahingehendes Modell spricht nach nämlichen Autoren ein stärker in Einzelschollen zerlegter Untergrund, wie er in der Becken- und Schwellengliederung des südlichen Schiefergebirges bzw. aus bereits syndimentär-tektonisch kontrollierten Fazieszonen und den Mächtigkeitsverhältnissen zum Ausdruck kommt. Ein dahingehend gegliederter Schichtstapel macht eine gemeinsame Abscherung in einem Niveau der Gedinne-Stufe (ONCKEN 1988, DITTMAR 1996) – oder sonst im Schiefergebirgsstockwerk – wegen unterschiedlicher Höhenlage nicht wahrscheinlich. Vielmehr ist eine differenzierte Abscherung und Verschuppung in Abhängigkeit vom paläogeographisch abgezeichneten Schollenmuster aus dem Schichtstapel heraus bis in den kristallinen Untergrund eher wahrscheinlich (MEYER & STETS 1996).

Bei Annahme einer bereits in relativ geringer Tiefe (zu dem von DITTMAR postulierten Décollement) verflachenden Störung stellt sich zudem die Frage nach dem Verbleib der so überschobenen Folgen des Muldenkerns. Zwar lässt auch DITTMAR diese Frage weitgehend offen, ein steiles Abtauchen ist im Nebeneinander mit dem Modell einer deckenartig flach nach Südosten einfallenden Aufschiebungsbahn jedoch schwer zu begründen. Dass eine solchermaßen steile, bis in größere Tiefen fortgesetzte Abgrenzung für die Bopparder (bzw. Hunsrück-) Überschiebung zu fordern ist, zeigen Xenolithe vulkanischer Förderprodukte im Bereich der Wittlicher Senke, die keinerlei Hinweis auf überschobene Oberems-Gesteine – etwa vom lithologisch auffälligen Typ des Emsquarzit und/oder der Flußbach-Schichten – liefern (Prof. Dr. STETS, mdl. Mitt.).

Neben den variskischen Störungen konnten Zeugnisse postvariskischer Bewegungen auch im Südabschnitt des Grabenprofils häufig nachgewiesen werden.

Die wohl im ausgehenden Tertiär oder Quartär angelegten, überwiegend abschiebenden Verwerfungen sind in den Grabenanschnitten mitunter recht deutlich durch den Versatz unterschiedlicher Verwitterungsstufen der Gesteine des devonischen Sockels nachzuweisen (Abb. 28). Oft bilden die zugehörigen Störungsbahnen einige cm bis dm mächtige, unverfestigte Zerrüttungszonen, die sich (in den niederschlagsreichen Episoden) im Graben gelegentlich durch Wasseraustritte bemerkbar gemacht haben. Die bevorzugte Wasserführung im Bereich dieser Störungsbahnen ist oftmals durch kleinere Fließgewässer betont, die – so z.B. im unter Abb. 28 aufgeführten Fall – den Störungsverlauf morphologisch abbilden. Häufig ist damit bei den im Grabenprofil erfassten Störungen ein  $\pm$  streichender Verlauf nachzuzeichnen (SW-NE), untergeordnet auch Störungsmuster in nahezu Nord-Süd Ausrichtung.



Abb. 28: Verwerfung des Jungtertiär oder Quartär (punktiert). Verlehnte und kaolinisierte Verwitterungsbildungen (links im Bild) grenzen im tektonischen Kontakt an weitgehend unverwitterte Gesteine des devonischen Grundgebirges bei Schauren (Bl. 5909 Zell). Im oberflächennahen Anschnitt ist eine Schleppung der Störung durch Solifluktion erkennbar.

Die Versatzbeträge an diesen jungen Verwerfungen sind auch hier überwiegend gering, d.h. sie liegen im Bereich weniger dm bis zu einigen Metern, so dass im Allgemeinen keine stratigraphisch relevanten Versatzbeträge nachzuweisen sind. Auf eine Darstellung im Kartenbild bzw. Profilschnitt wurde zur Wahrung der Übersichtlichkeit verzichtet.

### 5. Fossilien

Die variskisch deformierten Schichtverbände des zentralen und südlichen Rheinischen Schiefergebirges wurden überwiegend unter marinen Verhältnissen in einem flach ausgedehnten Meeresraum abgelagert. Ein regional und zeitlich wechselnder Einfluss von synsedimentärer Absenkung und Sedimentzufuhr führte jedoch zu einem relativ wenig homogenen Ablagerungsraum, in dem neben vollmarinen Bereichen auch ausgedehnte Zonen (bzw. Episoden) mit brackisch-randmarinem bis terrestrisch geprägtem Charakter bestanden. Entsprechend unterschiedlich gestaltet sich die mit dem wechselndem Faziescharakter einhergehende Prägung der Fossilführung, sowohl hinsichtlich des Faunencharakters als auch der quantitativen Verbreitungsmuster im Sedimentstapel.

Als ausgesprochen fossilarm bis über weite Bereiche scheinbar fossilleer können die Hunsrückschiefer des zentralen und südlichen Schiefergebirges bezeichnet werden. Die berühmten Funde aus den Dachschieferlagerstätten der Region um Bundenbach oder Gemünden dürfen nicht darüber hinwegtäuschen, dass Fossilien in diesen Ablagerun-



gen außerordentlich selten sind und die vergleichsweise reichhaltige Dokumentation weitgehend der intensiv betriebenen Dachschiefergewinnung in der Region zu verdanken ist.

Es braucht nicht betont zu werden, dass im Besonderen der Blick auf die ehemaligen Schicht- bzw. Schieferungsflächen von entscheidender Bedeutung für die Fundsituation ist, da Fossil-Horizonte nennenswerter vertikaler Ausdehnung in den feinklastischen Gesteinen der Hunsrückschiefer fehlen. Während sich in der Dachschieferproduktion – bedingt durch den Verarbeitungsprozess – naturgemäß zahlreiche Einsichtmöglichkeiten bieten, waren in den weitgehend quer zum Streichen der variskischen Faltenachsen gerichteten Gräben exponierte Schichtflächen kaum in größerer Ausdehnung einzusehen. Hoffnung auf Fossilfunde boten hier bestenfalls die Aushub-Halden. Mit Ausnahme eines Fragmentes mit Resten phacopider Trilobiten bei Rhaunen wurden im südlichen Bereich der Grabentrasse jedoch keine Fossilien gefunden.

Biostratigraphische Auswertungen sind damit im südlichen Hunsrückschieferzug nicht möglich, doch besteht die Hoffnung, diesem Mangel an stratigraphisch verwertbarer Makrofauna durch die sporenanalytische Untersuchung an verschiedener Stelle entnommener Gesteinsproben entgegen zu treten (Dr. GAD, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, in Vorb.). Ähnliches gilt für die Hunsrückschiefer an der Nordflanke der Moselmulde, die nach Lithologie und Faunenfinden (Literatur) abschnittsweise zwar relativ näher in die Position der ‚rheinischen Fazies‘ zu rücken, insgesamt jedoch noch als weitgehend fossilleer zu bezeichnen sind.

Als vergleichsweise fossilhöflich gelten dagegen die in rheinischer Fazies entwickelten Oberems-Schichten, die im Kern der Moselmulde zwischen Alf/Mosel und Grenderich angeschnitten wurden. Tatsächlich fanden sich vor allem in den Flußbach- und Höllenthal-Schichten im Hangenden des zwischen ‚Sollig‘ und ‚Lehkopf‘ ziehenden Emsquarzit-Zuges häufiger dünne Schill-Horizonte oder Schalenfragmente von Brachiopoden und Zweischalern (überwiegend im Aushub), daneben verbreitet Crinoiden-Ossikel und Lebensspuren. Im Vergleich zu den Äquivalenten der Mittelrhein-Region (Hohenrhein- und Laubach-Schichten) können die hier anstehenden Gesteinsfolgen jedoch als relativ fossilarm angesehen werden, so dass die Fundsituation insgesamt als nicht besonders fruchtbar zu bezeichnen ist. Hinzu kommt der Umstand, dass sich die Gesteine der Region gemeinhin in einem stärker verwittertem Zustand befanden und die starke tektonische Überprägung die Bergung von Fossilmaterial in brauchbarer (d.h. bestimmbarer) Qualität erschwert hat.

Fossilfunde halbwegs unversehrter Brachiopoden beschränken sich daher auf seltene Einzelfunde, die auch hier nur aus der Abraumdecke zu gewinnen waren. Am Osthang des Ankerbachtals am Ginsterberg (Bl. Zell: R 2582500 H 5548900) wurde eine vergleichsweise diverse Oberems-Fauna, u.a. mit *Euryspirifer paradoxus* geborgen, jedoch ohne für eine bestimmte Unterstufe bzw. Einheit leitende Formen (die Bestimmung erfolgte freundlicherweise durch Herrn Dr. J. GAD).

Im Übrigen ist die Fossilführung der im Moselgebiet und der Südosteifel (im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung) erschlossenen Unterems-Serien allgemein gering und im günstigsten Fall auf sub-cm mächtige Schill-Lagen begrenzt.

In den Gesteinen der Hunsrückschiefer-Fazies (?Siegen-Stufe bis einschl. Singhofen-Unterstufe) wurde mit Ausnahme vereinzelter Brachiopoden-Fragmente (obere Cochem-Schichten, nördlich von Beuren; Bl. Alf) keine bestimmbar, bzw. stratigraphisch verwertbare Fauna beobachtet.

Relativ fossilreicher zeigten sich hier erst die Gladbach-Schichten, aus denen bei Beuren in zwei eng benachbarten Horizonten Fossilien geborgen werden konnten. Die

nachträgliche Prüfung erbrachte jedoch auch hier keine stratigraphisch verwertbaren Faunenelemente.

Die im Moselgebiet erschlossenen Klerf-Schichten sind charakterisiert durch eine reichhaltige Ichnofazies, vereinzelt auch Elemente einer inter- bis supratidalen Flora (Psylophyten-Häcksel), eine kalkschalige Makrofauna ist jedoch – offenbar faziell bedingt – ausgesprochen spärlich überliefert und in weiten Teilen nicht nachweisbar. Lediglich an drei Fundorten wurden im Abraum zwischen Beuren und Alf (Vallendar-Unterstufe) Schalenfragmente von (stratigraphisch unbedeutenden) Bivalven und einige dünne Choneten-Schille gefunden.

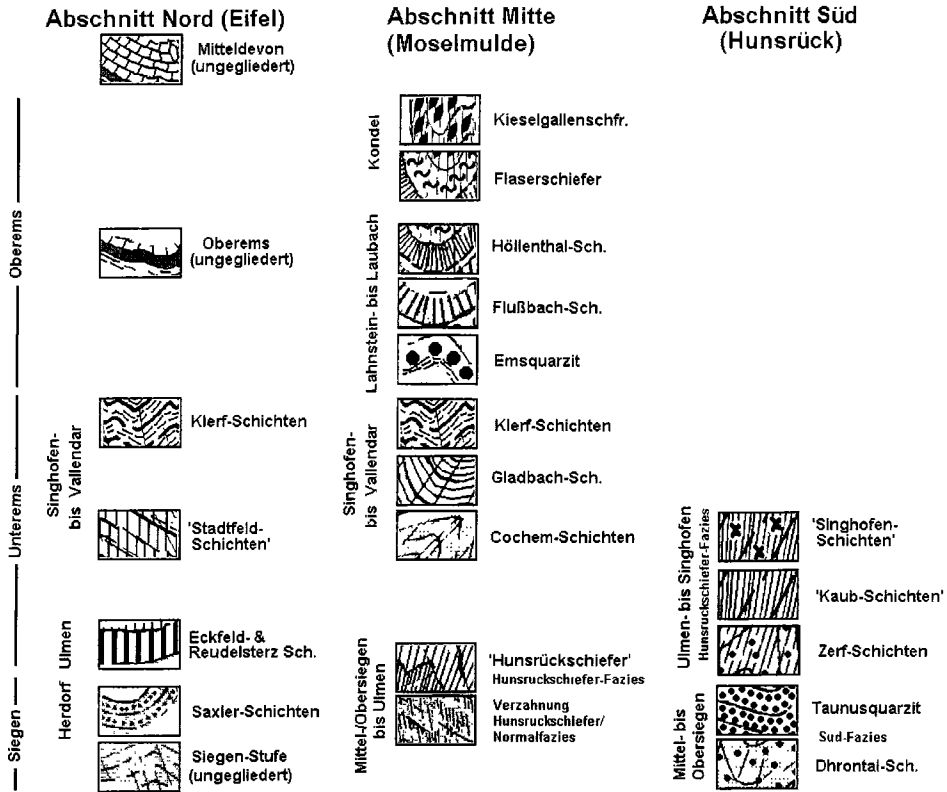
Ausgesprochen fossilarm zeigten sich auch die nördlich der Siegener Hauptüberschiebung angeschnittenen, faziell zum Teil ähnlich (d.h. als Ablagerungen eines brackisch-randmarinen Milieus) charakterisierten Unterems- und Siegen-Schichten in Normalfazies. Fauna wurde hier nur sehr vereinzelt angetroffen, in der Regel in stark fragmentiertem Zustand eingestreut, nicht jedoch in Schill-Anreicherungen, die einen Abbau gerechtfertigt hätten. Das in den umfangreichen Fossilisten älterer Bearbeiter der Region aufgeführte Fundmaterial (u.a. SIMPSON 1940, RÖDER 1960, FUCHS 1971, 1974) entstammt nur wenigen, in lokalen Anreicherungen – etwa rinnenartigen Schill-Fallen – zweifellos ergiebigen Fundstellen und täuscht einen Fossilreichtum vor, der nach den im Grabenprofil gewonnenen Eindrücken tatsächlich nicht gegeben ist.

Die geringe, häufig auf Fragmente des Aushubmaterials beschränkte Fossilausbeute dürfte allerdings auch hier weitgehend mit der Aufschlussituation im Grabenprofil zu erklären sein. Für tektonische und lithostratigraphische Aufnahmen des variskischen Sockels ergaben sich damit durchaus brauchbare, für Sammeltätigkeiten bzw. biostratigraphische Gliederungen jedoch wenig günstige Bedingungen.

## **6. Bilanz und Ausblick**

Mit den im Rahmen des Gasfernleitungsbaus geschaffenen Aufschlüssen erbot sich die – unter natürlichen Voraussetzungen kaum gegebene – Möglichkeit einer nahezu durchgehenden Einblicknahme in das devonische Grundgebirge des zentralen und südlichen Rheinischen Schiefergebirges. Mittels der erfassten Daten konnten gewisse Neuerkenntnisse über die strukturgeologischen und stratigraphisch-faziellen Verhältnisse gesammelt werden, die in die Erstellung eines geologischen Profilschnittes eingeflossen sind. Es handelt sich jedoch – wie bereits betont wurde – um sehr lokal gewonnene Eindrücke, die im Einzelfall noch durch flächenhafte Kartierungen bestätigt bzw. abgesichert werden müssen. Dennoch ist die geologische Begleitung von Tiefbaumaßnahmen – im Besonderen dort, wo naturgegeben keine oder nur spärliche Aufschlüsse verfügbar sind – als sinnvolle und fruchtbare Ergänzung zu kartiertechnischen Aufnahmen herkömmlicher Methodik zu werten und sollte auch bei künftigen Gelegenheiten so weit als möglich vorangetrieben werden.

7. Geologisches Profil Dorsel/Eifel – Wickenrodt/Hunsrück



Legende zu den Abb. 29–34.

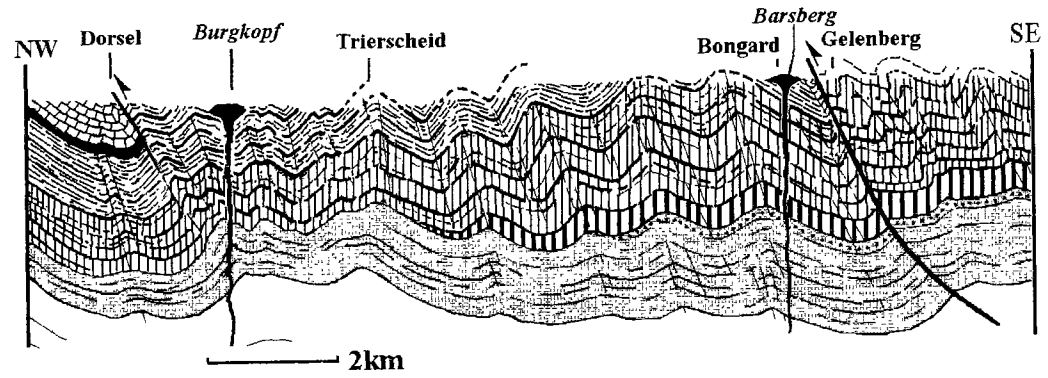


Abb. 29: Profil 1, Abschnitt Nord (Westeifel).

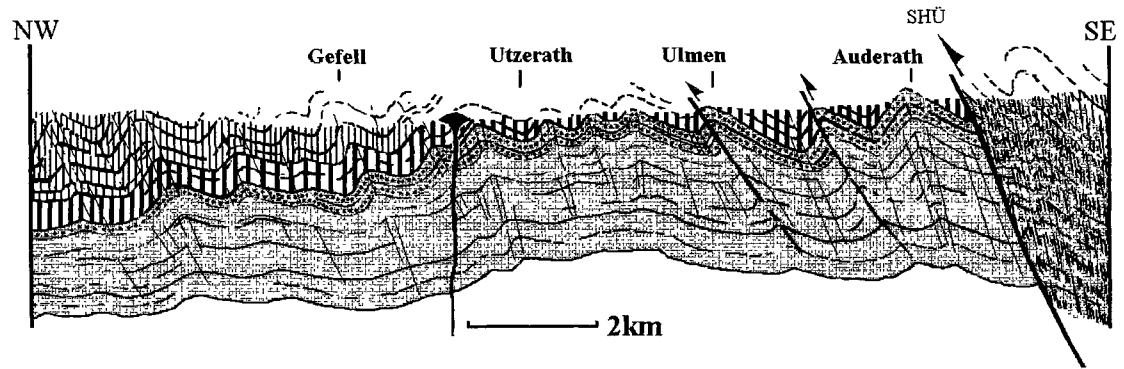


Abb. 30: Profil 2, Abschnitt Nord (Westeifel; SHÜ = Siegener Hauptüberschiebung).

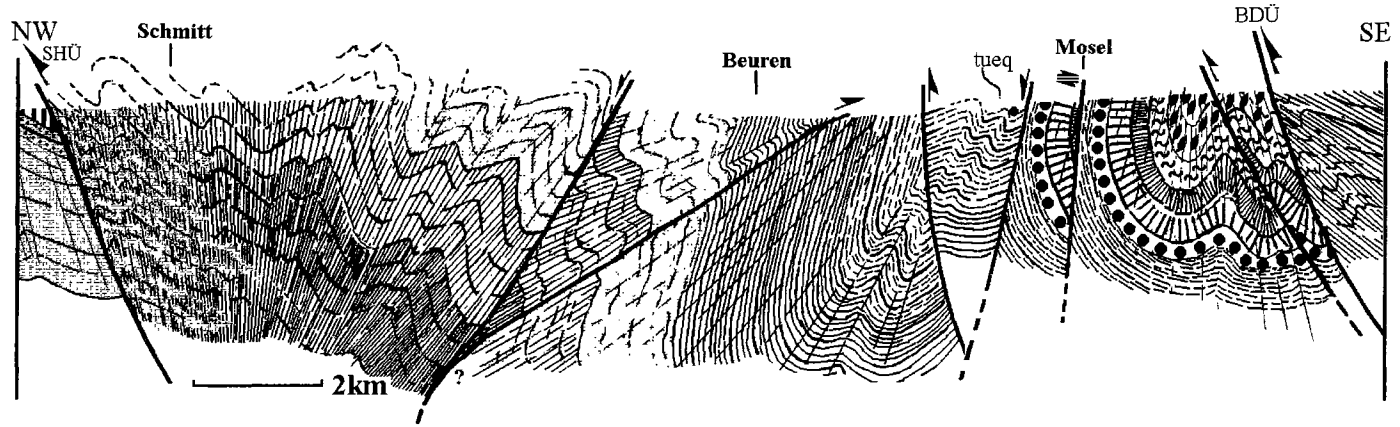


Abb. 31: Profil 3, Abschnitt Mitte (Moselmulde; BDÜ = Boppard-Dausenauer Überschiebung).

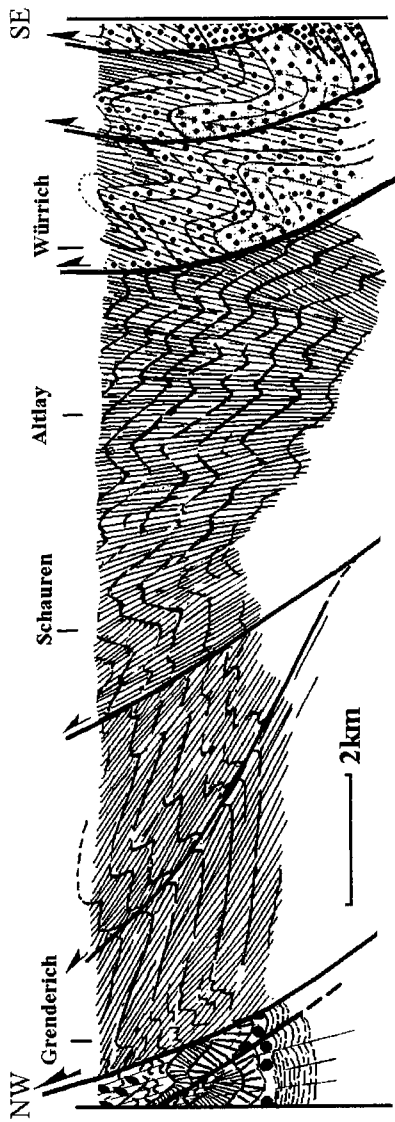


Abb. 32: Profil 4, Abschnitt Süd (Hunsrück).

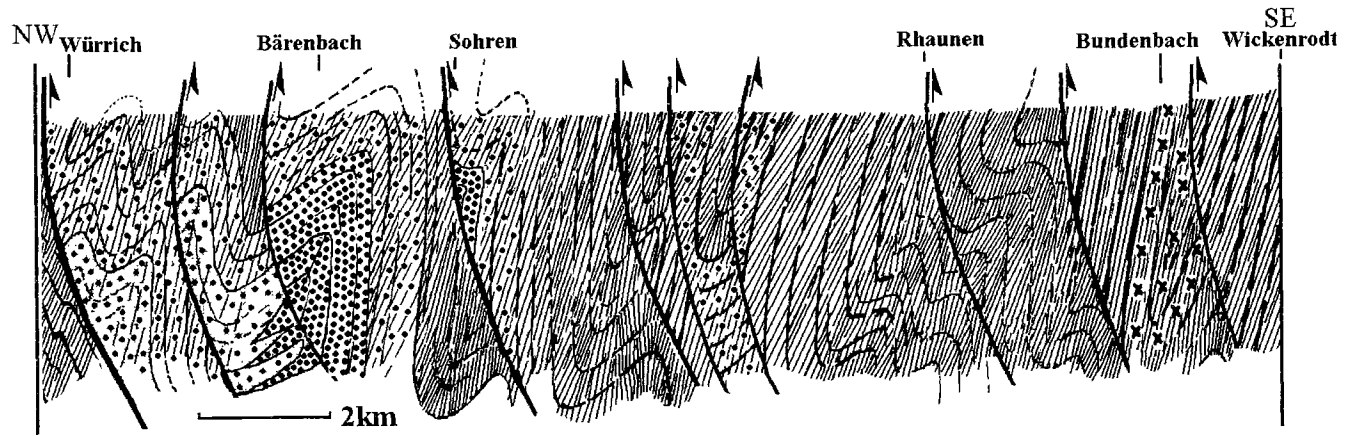


Abb. 33: Profil 5, Abschnitt Süd (Hunsrück).



### Schriften

- AHRENS, W. (1936): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000 von Preußen usw., Blatt (5609) Mayen. 47 S., Berlin.
- AIGNER, T. & REINECK, H.-E. (1982): Proximal trends in modern stormsands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implication for basin analysis. — *Senckenbergiana marit.*, **14**, S. 183–215, Frankfurt a.M.
- ANDERLE, H.J. (1987): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. — *Geol. Jb. Hessen*, **115**, S. 81–98, Wiesbaden.
- BARTELS, C. & KNEIDL, V. (1981): Ein Porphyroid in der Schiefergrube Schmiedenberg bei Bundenbach (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge) und seine stratigraphische Bedeutung. — *Geol. Jb. Hessen*, **109**, S. 23–36, Wiesbaden.
- BARTELS, C. & WUTTKE, M. & BLIND, W. (1997): Bundenbach und das Unterdevon der Moselmulde. — *Exkursionsführer 67. Jahrestag. paläont. Ges. 21.–28.9.1997.* — *Terra Nostra*, **97/7**, S. 169–177, (A.-Wegener-St.) Köln.
- BUDÉUS, P.P. (1988): Strukturgeologische Untersuchungen im Mittelrheingebiet und an der Untermosel auf dem Nordflügel und im Zentrum der Moselmulde. *Diss. Univ. Bonn*, 215 S., Bonn.
- DITTMAR, U. (1996): Profilbilanzierung und Verformungsanalyse im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Zur Konfiguration, Deformation und Entwicklungsgeschichte eines passiven Kontinentalrandes. — *Beringeria*, **17**, 340 S., Würzburg.
- ECKE, H.-H. & HOFFMANN, M. & LUDEWIG, B. & RIEGEL, W. (1985): Ein Inkohlungsprofil durch den südlichen Hunsrück (südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1985**, S. 395–410, Stuttgart.
- ELKHOLY, H. (1998): Fazies-Untersuchungen im Mittleren Ober-Ems (Laubach-Unterstufe) der Moselmulde (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). — *Bonner geowiss. Schriften*, **27**, 180 S., (Martina Galunder-Verlag) Wiehl.
- ENGELS, B. (1956): Über die Fazies des Hunsrückschiefers. — *Geol. Rdsch.*, **45**, S. 143–150, Stuttgart.
- (1960): Zur Geologie der Moselmulde zwischen Würlich/Hunsrück und Mayen/SE-Eifel (Rhein. Schiefergebirge). — *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **29**, S. 42–60, Hamburg.
- FOLLMANN, O. (1925): Die Koblenz-Schichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. — *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf.*, **78/79**, S. 1–105, Bonn.
- FRANKE, W.R. (1998): Geologische Übersichtskarte 1:100 000 (GÜK 100) Rheinland-Pfalz, Blatt C 5910 Koblenz. Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz.
- FUCHS, A. (1907): Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevon mittelrheinischer Fazies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevon. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **59**, S. 96–119, Berlin.
- FUCHS, G. (1971): Faunengemeinschaften und Fazieszonen im Unterdevon der Osteifel als Schlüssel zur Paläogeographie. — *Notitzbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **99**, S. 78–105, Wiesbaden.
- (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone (Stratigraphie, Fazies und Tektonik des Ober-Siegen und Unter-Ems im Raum zwischen Ahr und der Linie Daun-Ulmen). — *Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschland*, *Bh.* **2**, 163 S., 9 Taf., 2 Kt., Karlsruhe.
- (1982): Upper Siegenian and Lower Emsian in the Eifel hills. — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**, S. 229–256, Frankfurt a.M.

- Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt CC 6302 Trier (1987, Hrsg.: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland), Hannover.
- GREBE, H. (1881): Über die Quarzit-Sattel-Rücken im südlichen Theile des Hunsrück (linksrheinischer Taunus). – Jb. königl.preuß. geol. Landesanstalt, 1880, **1**, S. 243–259, Berlin.
- HAHN, H.-D. (1990): Fazies grobklastischer Gesteine des Unterdevons (Graue Phyllite bis Taunusquarzit) im Taunus (Rh. Schiefergebirge). Diss. Univ. Marburg, 173 S., Marburg
- HARMS, J.C. & SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – S.E.P.M. Short Course, **2**, 161 p., New York.
- HOEPPENER, R. (1957a): Beziehungen zwischen Struktur und Bewegung des Untergrundes und der Tektonik des Deckgebirges im Gebiet der Eifel und der Moselmulde (Rhein. Schiefergebirge). – Geol. Rdsch., **46**, S. 213–220, Stuttgart.
- (1957b): Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde (Rhein. Schiefergebirge). – Geol. Rdsch., **46**, S. 318–348, 4 Taf., Stuttgart.
- KIRNBAUER, T. (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterdevon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Diss. Univ. Freiburg, 411 S., 96 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2Kt., Freiburg i. Br.
- (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterdevon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Abh. Hessen, **92**, 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt., Wiesbaden.
- KOCH, C. (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. – Jb. königl. preuß. geol. Landesanstalt 1880, **1**, S. 190–242, Berlin.
- KOPP, K.O. (1955): Die Wittlicher Rotliegend-Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **44**, S. 100–147, 9 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- KÖLSCHBACH, K.-H. & MEYER, W. & STETS, J. & THON, B. (1993): Das Manderscheider Antiklinorium in der Südwest-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Decheniana, **146**, S. 296–314, 2 Abb., 2 Tab., Bonn.
- LANGSDORF, W. (1974): Geologische Untersuchungen im Unter-Devon der Nordflanke der Moselmulde zwischen Bad Bertrich und Kobern/Mosel (Südost-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, S. 373–401, 9 Abb., Stuttgart.
- MARTIN, G. (1960): Die Geologie am Westrand der Olkenbacher Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Notitzbl. hess. Landesamt Bodenforsch, **88**, S. 172–189, 2 Tab., Wiesbaden.
- MEYER, W. (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Siegener Hauptüberschiebung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – Max-Richter-Festschr., S. 35–47, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- (1994): Geologie der Eifel. 3. Aufl. 618 S., 154 Abb., 13 Tab., 2 Kt., (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. – Z. deutsch geol. Ges., **126**, S. 15–29, 1 Abb., 2 Taf., Hannover.
- (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – Z. deutsch geol. Ges., **131**, S. 725–751, 9 Abb., Hannover.
- (1981): Die Siegener Hauptüberschiebung im Laacher See-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. deutsch geol. Ges., **132**, S. 43–53, 3 Abb., 1 Tab., Hannover.

- (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn. – Sammlung geol. Führer, **89**, 389 S., 44 Abb., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- MITTMAYER, H.G. (1972): Delthyrididae und Spinocytridae (Brachiopoda) des tiefsten Oberems im Mosel-Gebiet (Ems-Quarzit, Rh. Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **1**, S. 82–121, 15 Abb., 2 Taf., Mainz.
- (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. – Mainzer geowiss. Mitt., **3**, S. 69–79, 2 Tab., Mainz.
- (1980a): Zur Geologie des Hunsrückschiefers. – Kl. Senckenbergreihe, **11**, S. 26–33, Frankfurt a.M.
- (1980b): Vorläufige Gesamtliste der Hunsrückschiefer-Fossilien. – Kl. Senckenbergreihe, **11**, S. 34–39, Frankfurt a.M.
- (1982): Rhenish lower devonian biostratigraphy. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, S. 257–270, 2 Abb., 2 Tab., Frankfurt a.M.
- NIEHOFF, W. (1958): Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichten im Koblenzquarzit am Mittelrhein. – Geol. Rdsch. **47**, S. 252–321, 39 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- NIERHOFF, R. (1994): Metamorphose-Entwicklung im Linksrheinischen Schiefergebirge: Metamorphosegrad und -verteilung sowie Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen. – Aachener geowiss. Beitr., **3**, 157 S., Aachen
- NÖRING, F. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. – Abh. preuß. geol. Landesanstalt, N.F., **192**, 96 S., Berlin.
- ONCKEN, O. (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung – Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **77**, S. 551–575, Stuttgart.
- OPITZ, R. (1935): Tektonische Untersuchungen im Bereich des unterdevonischen Dachschiefers südöstlich vom Idarwald (Hunsrück). – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **55**, S. 219–257, Berlin.
- QUIRING, H. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000 von Preußen usw., Lfg. **298**, Blatt (5511) Bendorf, 67 S., Berlin.
- (1936): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000 von Preußen usw., Lfg. **329**, Blatt (5610) Bassenheim, 59 S., Berlin.
- QUIRING, H. & SCHMIERER, Th. (1933): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Lfg. **298**, Blatt (5611) Koblenz, 53 S., Berlin.
- REINECK, H.E. (1990): Küstensand-Ablagerungen. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**, S. 49–62, Mainz.
- RÖDER, D. (1957): Unteres und mittleres Unterems im Lieserprofil (Unterdevon, Südost-eifel). – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **85**, S. 129–145, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- (1960): Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **31**, 66 S., 4 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Wiesbaden.
- SCHIEVENBUSCH, Th. (1992): Bilanzierte Profile. Profilabwicklung und Verformungsanalyse im westlichen Rheinischen Schiefergebirge zwischen Sötenicher Kalkmulde und Moselmulde. – Bonner geowiss. Schriften, **3**, 161 S., Bonn.
- SCHOLTZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der böhmischen Masse bis zum Massiv von Brabant. – Fortschr. Geol. Paläont., **8/25**, S. 235–316, Berlin.
- SIMPSON, S. (1940): Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. Stratigraphie und Tektonik mit einem Beitrag zur Hunsrückschiefer-Frage. – Abh. senckenb. naturf. Ges., **447**, 81 S., 3 Abb., 8 Taf., 10 Abb., Frankf. a.M.

- SOLLE, G. (1936): Revision der Fauna des Koblenzquarzits an Rhein und Mosel. – Senckenbergiana, **18**, S. 154–215, 16 Abb., Frankf. a.M.
- (1937): Geologie der Olkenbacher Mulde. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **436**, 72 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Frankf. a.M.
- (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrücksschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins rheinische Unterdevon. – Geol. Jb., **65**, S. 299–380, Hannover.
- (1970): Die Hunsrück Insel im oberen Unterdevon. – Notitzbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **98**, S. 50–80, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon/Mitteldevon-Grenze. – Notitzbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **100**, S. 60–91, Wiesbaden
- (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. – Geol. Abh. Hessen, **74**, 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Wiesbaden.
- STETS, J. (1962): Zur Geologie der Dhrontal-Schichten und Hunsrücksschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang. – Notitzbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **90**, S. 132–159, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- STETS, J. & STOPPEL, D. (1998): Zur Tektonik der ehemaligen Schwerspatlagerstätte „Grube Korb“ bei Eisen und ihrer Umgebung. – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 7–44, 14 Abb., Mainz.
- TALBOT, J.L. (1965): Crenulation cleavage in the Hunsrücksschiefer of the Middle Moselle Region. – Geol. Rdsch., **54**, S. 1026–1043, Stuttgart.
- THIELE, J. (1960): Geologie am Südrand der Moselmulde. Diss. Freie Univ. Berlin, 40 S., Berlin.
- THON, B. (1985): Tektonische Untersuchungen im Unterdevon der Südeifel zwischen der Siegener Hauptüberschiebung und der Wittlicher Senke (Nordflügel der Moselmulde). Diss., Univ. Bonn, 144 S., Bonn.
- WEIJERMARS, R. (1986):  $s_1$  cleavage fans in the Moselmulde of the Rheinische Schiefergebirge may be due to a  $D_3$  – tectonic event: open folding and reverse faulting. – Geol. Rdsch., **75/2**, S. 323–332, Stuttgart.
- WILDBERGER, J. (1991): Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks. Diss. Univ. Bonn, 172 S., Bonn.
- WUNDERLICH, F. (1970): Genesis and environment of the „Nellenköpfchen-Schichten“ (Lower Emsian, Rhenian Devon) at locus typicus in comparison with modern costal environment of the German Bay. – J. Sed. Petrology, **40**, S. 102–130, Tulsa/Oklah.

Anschrift des Autors: Dr. HASSAN ELKHOLY, Paläontologisches Institut der Universität Bonn, Nussallee 8, D-53115 Bonn; E-Mail: elkho@t-online.de.

Manuskript eingegangen am 28.10.1999