

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS - SERVICE GÉOLOGIQUE

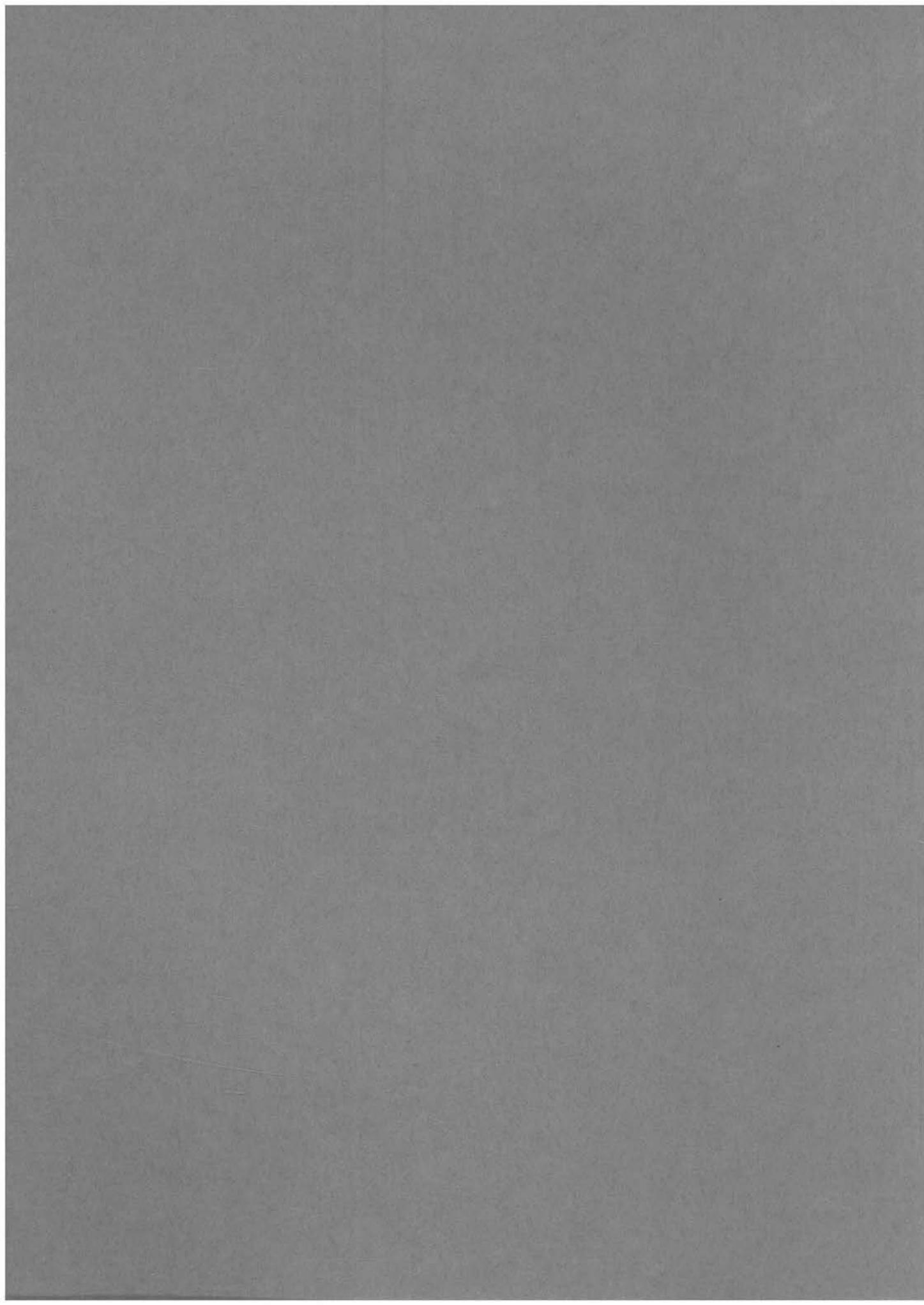
PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XXVI

**BECKENANALYSE DER OBEREN TRIAS
DER TRIER-LUXEMBURGER BUCHT
REVISION DER STRATIGRAPHISCHEN GLIEDERUNG UND
REKONSTRUKTION DER PALÄOGEOGRAPHIE.**

von **DORIS DITTRICH**

LUXEMBOURG 1989
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG



GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS - SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XXVI

**BECKENANALYSE DER OBEREN TRIAS
DER TRIER-LUXEMBURGER BUCHT**

**REVISION DER STRATIGRAPHISCHEN GLIEDERUNG UND
REKONSTRUKTION DER PALÄOGEOGRAPHIE.**

von **DORIS DITTRICH**

LUXEMBOURG 1989
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung.	5
Einleitung.	8
I. Das strukturelle Inventar des Untersuchungsgebietes	10
I.1. Einführung	10
I.2. Die Erfassung des Bruchsystems.	10
a) Variszische Richtung.	11
b) Diagonale Richtung	15
c) Rheinische Richtung	18
I.3. Zusammenhängende Betrachtung der drei Richtungssysteme.	21
I.4. Diskussion der Ergebnisse früherer Bearbeiter.	27
II. Rekonstruktion der Beckenkonfigurationen in der oberen Trias	31
II.1. Einführung	31
II.2. Oberer Muschelkalk (mo).	31
II.2.1. Ceratitenschichten («mo2»)	31
II.2.1.1. Stratigraphische Neubewertung der Ceratitenschichten.	36
II.2.1.2. Subsidenzmuster der Ceratitenschichten	39
II.3. Der stratigraphische Grenzbereich Muschelkalk/Keuper.	44
II.4. Unterer Keuper (ku).	46
II.4.1. Charakterisierung der traditionellen Schichtglieder.	46
II.4.1.1. Basisschichten («ku1 α »)	46
II.4.1.2. Bunte Mergel («ku1»)	48
II.4.1.3. Grenzdolomit («ku2»)	50
II.4.2. Stratigraphische Neubewertung des Unteren Keupers	54
II.4.3. Subsidenzmuster des Unteren Keupers	57
II.4.3.1. Subsidenzmuster des Unteren Lettenkeupers (ku1).	57
II.4.3.2. Subsidenzmuster des Oberen Lettenkeupers (ku2B + ku2G)	63
II.5. Mittlerer Keuper (km)	69
II.5.1. Pseudomorphosenkeuper («km1»)	69
II.5.1.1. Stratigraphische Neubewertung des Pseudomorphosen- keupers	77
II.5.1.2. Subsidenzmuster des Pseudomorphosenkeupers	78
II.5.1.2.a. Subsidenzmuster des Unteren Pseudomorpho- senkeupers (km1P1)	78
II.5.1.2.b. Subsidenzmuster des Oberen Pseudomorpho- senkeupers (km1P2)	81
II.5.1.2.c. Subsidenzmuster des Pseudomorphosenkeu- pers in Ost- und Südost-Luxemburg	85
II.5.2. Schilfsandstein («km2s»)	89
II.5.2.1. Stratigraphische Neubewertung des Schilfsandsteins	93
II.5.2.2. Subsidenzmuster des Schilfsandsteins	96

II.5.3.	Die Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper	103
II.5.3.1.	Stratigraphische Neubewertung der Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper	103
II.5.3.1.a.	Dunkle Mergel (km2D) und Elie-de-Beaumont-Dolomit (km2E)	107
II.5.3.1.b.	Rote Gipsmergel (km3R)	109
II.5.3.2.	Subsidenzmuster der Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper	113
II.5.3.2.a.	Subsidenzmuster der Dunklen Mergel (km2D) und des Elie-de-Beaumont-Dolomits (km2E)	113
II.5.3.2.b.	Subsidenzmuster der Roten Gipsmergel (km3R)	114
II.5.4.	Steinmergelkeuper («km3»)	117
II.5.4.1.	Stratigraphische Neubewertung des Steinmergelkeupers.	117
II.5.4.1.a.	Unterer Steinmergelkeuper (km3St1).	120
II.5.4.1.b.	Mittlerer Steinmergelkeuper (km3St2)	123
II.5.4.1.c.	Oberer Steinmergelkeuper (km3St3).	128
II.5.4.2.	Subsidenzmuster des Steinmergelkeupers	133
II.6.	Der stratigraphische Grenzbereich Mittlerer/Oberer Keuper.	139
II.7.	Oberer Keuper (ko)	140
II.7.1.	Stratigraphische Neubewertung des Oberen Keupers	141
II.7.1.1.	Unteres Rhät (ko1)	142
II.7.1.2.	Oberes Rhät (ko2)	147
II.7.2.	Subsidenzmuster des Oberen Keupers	149
II.7.2.1.	Subsidenzmuster des Unteren Rhäts (ko1)	150
II.7.2.2.	Subsidenzmuster des Oberen Rhäts (ko2).	152
III.	Ergebnisse der Subsidenzmuster-Rekonstruktionen.	155
III.1.	Grundzüge der Beckenentwicklung.	156
III.2.	Überlegungen zum Phänomen der 'Sekludenzen'.	161
IV.	Ein Vergleich mit den Mächtigkeits- und Faziesverhältnissen des Pariser Beckens.	164
V.	Ausdeutung der Gesamt-Befunde	171
Anhang:		178
Literaturverzeichnis		178
Kartenverzeichnis		191
Profilverzeichnis		192
a) Obertage-Profile		192
b) Bohr-Profile		196
Mächtigkeits- und Fazieskarten		198
Anmerkung zu den Profilen und Mächtigkeitsangaben in Text und Anhang		217
Stratigraphische Tabelle luxemburgischer Tiefbohrungen		218
Legende der Profiltafeln		219
Danksagung		221
Fototafel		223

Zusammenfassung

Die strukturelle Analyse des mesozoischen Deckgebirges von Süd-Luxemburg, Süd-Eifel und dem Saargau (Trier-Luxemburger Bucht) in Hinblick auf die bevorzugte Ausrichtung von Brüchen führte zur Identifikation dreier Richtungssysteme. Unterschieden wird eine 'rheinische' 0-20°-Richtung, eine etwa 40-55°-orientierte 'Diagonal'-Richtung und die 'variszische' Richtung mit etwa 60-70°.

In jedem Richtungssystem existieren markante Hoch- und Tiefstrukturen, die von weit-durchhaltenden, wechselnd deutlich ausgeprägten Bruchlinien begrenzt werden.

Die Mobilität dieser vom unterlagernden Sockel bestimmten Horst- und Grabenstrukturen läßt sich bis in früh-postvariszische Zeit zurückverfolgen. Näher untersucht wurde hier die Zeitspanne zwischen dem oberen Muschelkalk (Ceratitenschichten) und dem obersten Rhät. Fazies- und Mächtigkeitsdaten, zusammengestellt aus eigenen Gelände-Aufnahmen, aus Literaturangaben und Protokollen bzw. Kartierberichten des luxemburgischen geologischen Dienstes, dienten zur Rekonstruktion der Beckenentwicklung.

Einige der traditionellen Kartier-Einheiten mußten unterteilt werden, da sie in ihrer bisherigen Form Zeitabschnitte unterschiedlich strukturierter Beckenabsenkung beinhalten; zwischen den hier neu-gefaßten Teil-Abschnitten wechselten sowohl das Subsidenzmuster als auch die fazielle Ausprägung der entsprechenden Sedimente. Untergliedert wurden die Ceratitenschichten (mo2C1-2), der Pseudomorphosenkeuper (km1P1-2), der Schilfsandstein (km2S1-2) und der Steinmergelkeuper — letzterer mußte sogar in drei Abschnitte (km3St1-3) aufgeteilt werden. Im Rhät zeichneten sich ebenfalls zwei dynamisch eigenständige Phasen der Beckenentwicklung ab. Die traditionelle Zweigliederung dieser Serien mußte aufgrund biostratigraphischer Daten als stark diachrones Faziesphänomen relativiert werden, die Symbole 'ko1' und 'ko2' wurden neu-gefaßt.

Die bislang als regionale Sonderfazies angesehenen 'Basisschichten' («ku1 α ») werden hier zur stratigraphischen Einheit aufgewertet. Als 'Unterer Lettenkeuper' (ku1) stehen sie dem 'Oberen Lettenkeuper' (ku2; mit Bunten Mergeln — ku2B — und Grenzdolomit — ku2G —) gegenüber. Eine weitere Abänderung der herkömmlichen Schichtenfolge diente zum besseren stratigraphischen Vergleich mit den Serien des Pariser und des Germanischen Beckens. Die in süd-luxemburgischen Profilen nachgewiesenen Schichtglieder der Dunklen Mergel ('Argiles bariolées intermédiaires') und des Elie-de-Beaumont-Dolomits ('Hauptsteinmergel') wurden als 'km2D' bzw. 'km2E' eingefügt. Dies erforderte die stratigraphische Neu-Bewertung der Roten Gipsmergel als unterste Einheit des oberen Mittelkeupers ('km3R' statt «km2»). Insgesamt wurden 17 (bisher: 10) stratigraphische Einheiten unterschieden.

Die Synthese der Fazies- und Mächtigkeitsdaten dieser Schichtglieder ermöglichte die Rekonstruktion der entsprechenden Subsidenzmuster. Aus deren Aufeinanderfolge ergibt sich ein Überblick über die in Raum und Zeit wechselnde Reaktivierung alt-angelegter Struktureinheiten. Graduelle Unterschiede der Mobilität lassen sich ebenso ableiten wie die variierende Akzentuierung der drei Richtungssysteme in verschiedenen Zeit-Abschnitten. Es zeigt sich,

daß heutige Struktur-Einheiten wie die Echternacher und die Saargauer Grabenzone ('rheinisches' Richtungssystem), der Graben von Thionville, die Luxemburger Zentralschwelle und der Luxemburger Zentralgraben ('diagonales' Richtungssystem), die Ardennen-Südrandzone, der Attert-Graben und die Siercker Schwelle ('variszisches' Richtungssystem) während der oberen Trias zeitweilig als beckenbestimmende Elemente in Erscheinung traten. Heutige Horststrukturen entsprechen triadischen Schwellen, heutige Gräben damaligen Senken, eine tektonische Inversion fand nicht statt.

Das breite Spektrum paläogeographischer Szenarien der Obertrias und die petrographische Vielfalt der entsprechenden Sedimente kann zum größten Teil mit tektonischen Mechanismen erklärt werden. Das Schollenmosaik der Trier-Luxemburger Bucht reagierte auf variierende mechanische Beanspruchungen mit unterschiedlichen Relativbewegungen. Dabei wechselte das Muster der Hebungs- und Senkungsbewegungen. Schon eine geringfügig wechselnde Akzentuierung rheinischer, diagonalen oder variszisch streichender Richtungselemente hatte eine erhebliche Umgestaltung des Beckenraumes und markante paläogeographische Veränderungen zur Folge. Andere Liefergebiete wurden aktiviert, es ergaben sich erhebliche Verschiebungen der Küstenlinien.

Deutlich zeigt sich eine variierende paläogeographische Anbindung des Luxemburger Gebietes an das Pariser Becken im Südwesten. Sie hängt mit der unterschiedlich starken Aktivierung der Siercker Schwelle zusammen. Phasen, in denen es durch die verminderte Absenkung dieser Schwelle zu einer faziellen Sonderentwicklung im luxemburgischen Teilbecken kam (u.a. mo2C2, km1P1), wechselten mit Phasen, in denen die Schwellenzone von interferierenden rheinischen oder diagonalen Richtungselementen überlagert wurde und von untergeordneter Bedeutung war (z.B. ku1, km2S). In Zeiträumen, in denen sich die Subsidenzrate der Siercker Schwelle der des umgebenden Beckens angleich, bestand eine direkte Anbindung an das Pariser Becken als 'Trier-Luxemburger Bucht'. Das Untersuchungsgebiet bildete dann einen NE-ausgerichteten Ausläufer dieses Beckenraumes, die entsprechenden Sedimente (z.B. km2D, km2E) schließen faziell eng an die Lothringens und der Champagne an.

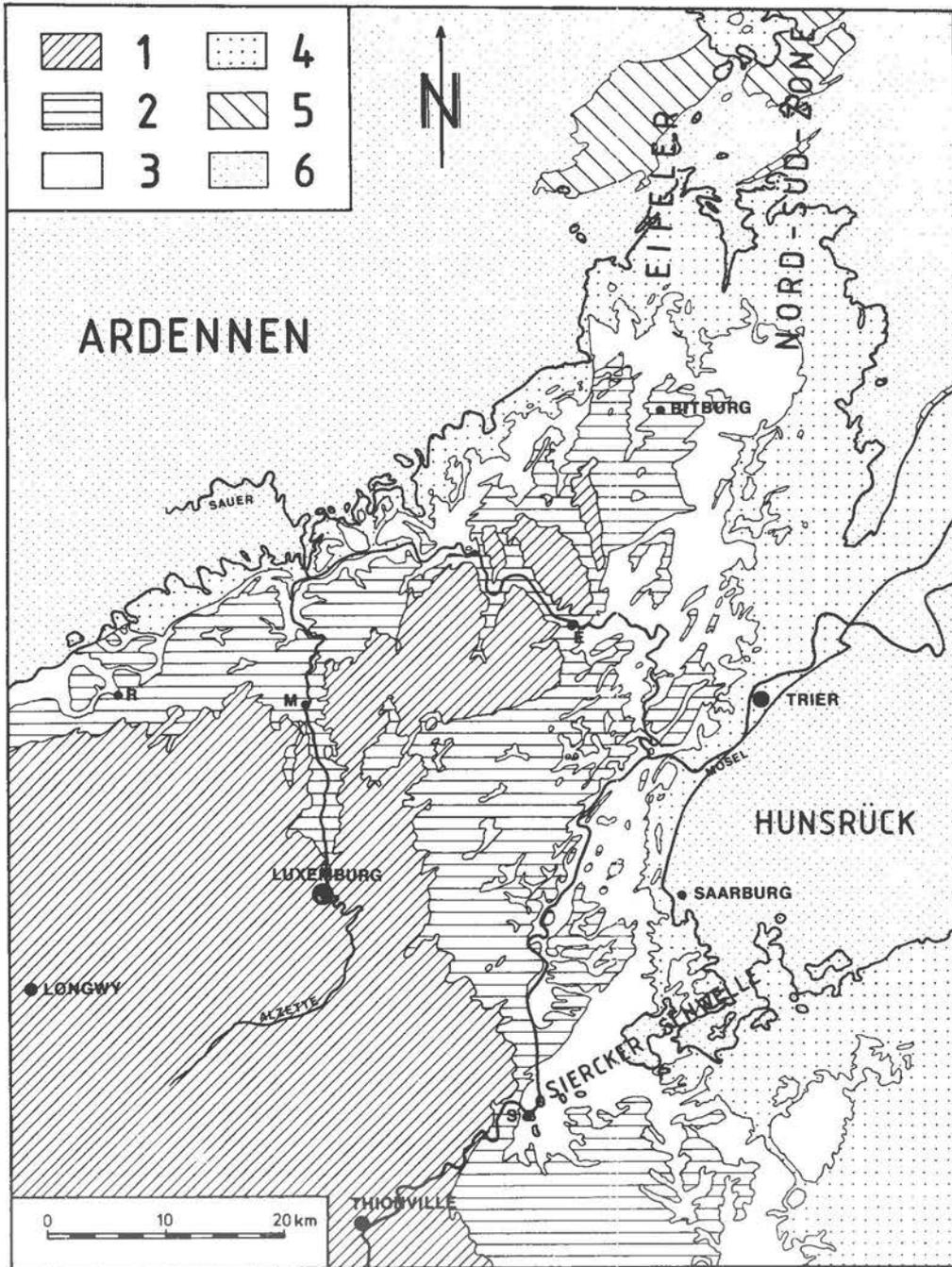


Abb. 1: Der geologische Rahmen des Untersuchungsgebietes.

1: Jura, ungliedert 2: Keuper 3: Muschelkalk
 4: Buntsandstein + Rotliegendes 5: Mittel-Devon 6: Unter-Devon

E: Echternach M: Mersch R: Redange S: Sierck

Einleitung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt das südliche Luxemburg, Teile von Rheinland-Pfalz und einen kleinen Abschnitt des Saarlandes. Es beschränkt sich auf das Areal des mesozoischen Deckgebirges, wie es sich im geologischen Kartenbild — umrahmt von den paläozoischen Massiven von Ardennen, Eifel und Hunsrück — als Nordost-Ausläufer der ausgedehnten Schichtstufenlandschaft des Pariser Beckens darstellt (Abb. 1 u. 2). Geographische Einheiten sind das luxemburgische 'Gutland', die 'Süd-Eifel' und der 'Saargau'¹⁾. Die Süd-Grenze des bearbeiteten Gebietes wird durch die Siercker Schwelle markiert, eine bedeutende Struktureinheit, die sich — ausgehend vom Devon-Aufbruch von Orscholz-Sierck — unter den mesozoischen Deckschichten noch weit nach Westen hin fortsetzt (Kap. I.2.a.). Die Regionen Nord-Lothringens und der nordöstlichen Champagne wurden gelegentlich zum Vergleich herangezogen (Kap. IV).

Eine grundlegende geologische Bearbeitung des luxemburgischen Gutlandes legte LUCIUS 1948 vor (Kartenwerke im Anhang aufgeführt). Auf deutschem Gebiet standen dem die Arbeiten (Karten u. Erläuterungshefte) von GREBE 1880-92 gegenüber. Inzwischen ist nahezu der gesamte luxemburgische Bereich im Rahmen von Diplom-Kartierungen deutscher Universitäten (Tübingen, F.U. Berlin, Bonn und Aachen) neu-bearbeitet worden. Diese kleinräumig-parzellierten Revisionskartierungen bildeten die Grundlage zur Herausgabe der neueren geologischen Meßtischblätter Luxemburgs. An Erläuterungen erschien bisher lediglich ein Begleitband zum Kartenblatt Mersch (DITTRICH 1984). In der Süd-Eifel und im Saargau fehlen neuere amtliche Kartenwerke im Maßstab 1:25.000. Eine von der Universität Trier erstellte geologische Übersichtskarte (Maßstab 1:100.000) kompilierte im Bereich des Mesozoikums ältere Karten von GREBE, einige Detail-Kartierungen entlang des Kyll- und Moseltales (u.a. KRIEGER 1978) sowie Diplom-Kartierungen der Universität Tübingen im Saargau. Darüberhinaus wurden einzelne Revisionskartierungen von den Universitäten Trier, Bochum und Aachen durchgeführt. Eine knappe Einführung in die Geologie von Süd-Eifel und Saargau bietet der geologische Führer der Umgebung von Trier (NEGENDANK 1983), eine detaillierte zusammenfassende Beschreibung der mesozoischen Deckschichten dieser Region fehlt bisher.

Die vorliegende Untersuchung machte es sich zur Aufgabe, die in Einzelarbeiten recht verstreute Information zu sichten und zueinander in Beziehung zu setzen. Dabei wurde nicht nur die Literatur sondern auch die zahlreichen unpublizierten und bisher kaum ausgewerteten Kartierberichte, Arbeitsunterlagen und Bohrprotokolle in den Archiven des Service Géologique du Luxembourg berücksichtigt. Hinzu kamen die Daten aus eigenen langjährigen

¹⁾ Mit der Bezeichnung 'Gutland' wird im Sprachgebrauch Luxemburgs der von mesozoischen Schichtgliedern aufgebaute südliche Landesteil vom luxemburgischen Anteil der Ardennen ('Oesling') abgehoben. Die Begriffe 'Luxemburg' und 'Gutland' werden im folgenden nahezu synonym verwendet, Lokalisierungen wie 'Nordwest-' oder 'Nordost-Luxemburg' beziehen sich immer auf den nicht-ardennischen Teil des Landes. Der Begriff 'Süd-Eifel' bezeichnet ebenfalls lediglich den von mesozoischen Deckschichten überlagerten Abschnitt der deutschen 'Eifel' bis hin zum Mosel-Lauf zwischen Wasserbillig und Konz. Nach Süden schließt sich der 'Saargau' an. Der im Text häufig verwendete Ausdruck 'Luxemburger Gebiet' steht für die Gesamtheit der genannten regionalen Einheiten.

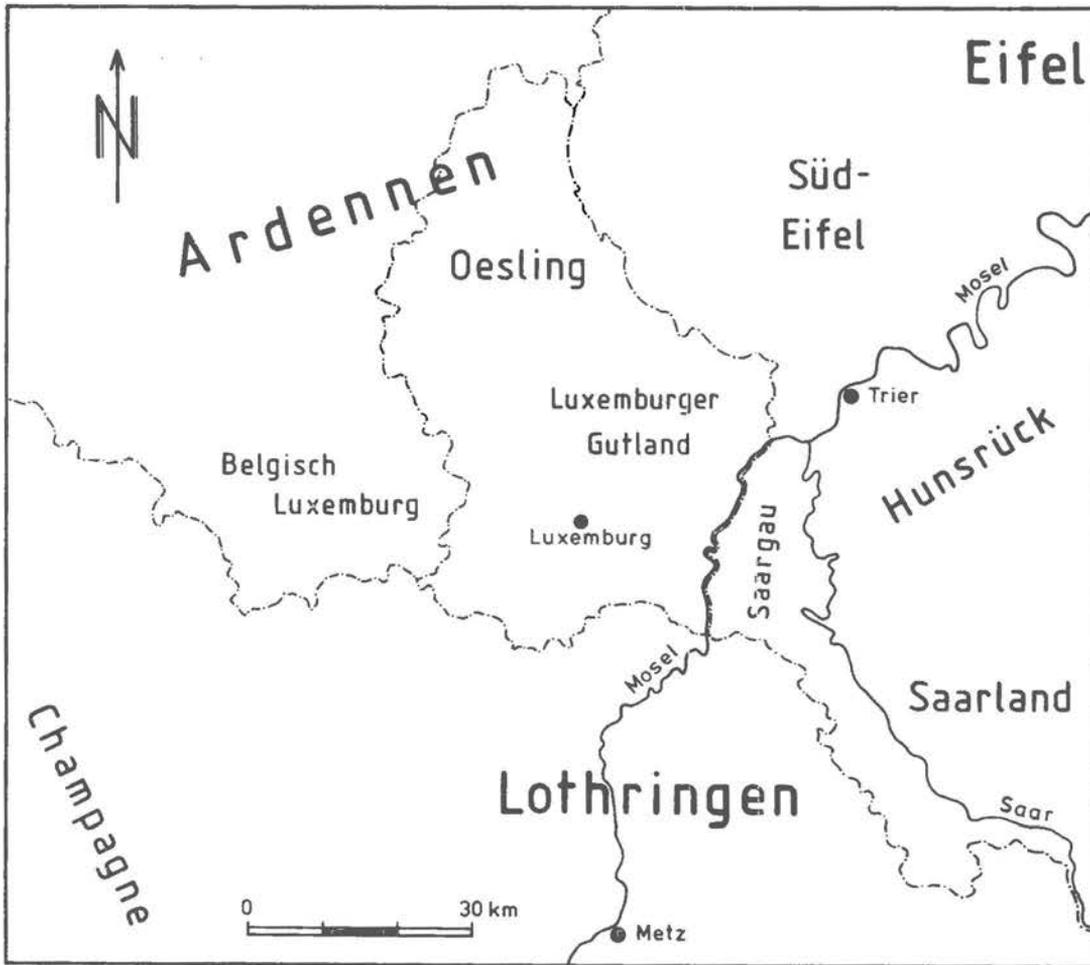


Abb. 2: Geographische Übersichtskarte der Vier-Länder-Region Frankreich - Belgien-Deutschland-Luxemburg

Gelände-Arbeiten im Luxemburger Gebiet (1978-1988), Spezial-Kartierungen, Profilaufnahmen an Baustellen (Neubauten, Trassierungsarbeiten) und natürlichen Aufschlüssen, vor allem aber die Detail-Aufnahme von Bohrkernen. Bearbeitet wurden die Bohrungen Ell, Everlange, Mersch und Rebiert. Alle Datenpunkte, auf die sich die Interpretationen und Ausführungen der folgenden Kapitel stützen — eigene oder der Literatur entnommene Profile —, sind in einem Register im Anhang aufgeführt.

I. Das strukturelle Inventar des Untersuchungsgebietes

I.1. Einführung

Die tektonische Ausgestaltung der heutigen Trier-Luxemburger Bucht, ihre äußere Begrenzung gegen die umrahmenden paläozoischen Massive wie auch ihre interne strukturelle Differenzierung, ist das Resultat einer Remobilisierung alt-angelegter Strukturen des tieferen Untergrundes. Brüche, engräumige Flexuren und weitspannige Verbiegungen der post-variszischen Deckschichten entstanden durch vertikale Bewegungen im Sockel, für den eine tiefgründige Zerblockung des prävariszischen Basements anzunehmen ist (vergl. MEYER & STETS 1975 u. 1981, KÖLSCHBACH 1985) und eine Vielzahl von strukturellen Anisotropien, die während der variszischen Tektogenese angelegt wurden. Auf die in der nach-variszischen Ära angreifenden, vergleichsweise schwachen mechanischen Beanspruchungen reagierte dieses Schollensystem mit relativ geringfügigen Bewegungen, die sich bis an die Erdoberfläche auswirkten und die den meso- und känozoischen Sedimentationsräumen wie auch der heutigen Landschaft ihr Gesicht gaben. Insofern handelt es sich bei dem strukturellen Inventar im Deckgebirge lediglich um eine mehr oder weniger getreue Abbildung eines älteren, unter gänzlich anderen tektonischen Rahmenbedingungen entstandenen Gefüge-Musters (vergl. dazu auch BERG 1965).

I.2. Die Erfassung des Bruchsystems

Die für die aktualisierte bruch-tektonische Karte (Tafel 1a) verwendeten Kartenmaterialien und Literaturstellen sind im Anhang aufgelistet. In einigen wenigen Fällen wurden die Verwerfungslinien geringfügig korrigiert, in Teilstrecken gekürzt oder aber, wenn ein nennenswerter Versatz fehlte, gänzlich weggelassen. Markante Flexurzonen und auffällige, weit-durchhaltende Ausbiß-Grenzen wurden als Ausdruck einer durch die Deckschichten kompensierten Bruchlinie im tieferen Untergrund gewertet und mit einer eigenen Signatur dargestellt. Im Südwest-Teil des Untersuchungsgebietes lagen keine Revisions-Kartierungen vor, hier fanden die Daten von LUCIUS (Kartenblätter Nr. 1, Esch-s.-Alzette, 1947, u. Nr. 3, Luxemburg, 1948) Verwendung; die entsprechenden Bruchlinien sind durch eine geringere Strichstärke gekennzeichnet. Eine weitere Region, in der keine aktuellen und hinreichend genauen Daten vorlagen, war ein kleiner Bereich im südlichen (saarländischen) Teil des Saargaus, welcher zwischen dem neuen luxemburgischen Meßtischblatt Remich und der Übersichtskarte des süd-westlichen Rheinischen Schiefergebirges (Maßstab 1:100.000) ausgespart blieb. Unvorteilhaft war auch das abrupte Aussetzen einiger Verwerfungslinien an der Staatsgrenze von Deutschland und Luxemburg, wie es insbesondere in der westlichen Süd-Eifel gelegentlich der Fall war. Derartige Ungenauigkeiten der geologischen Kartenaufnahme mußten jedoch in Kauf genommen werden.

Meistens ist nur der ungefähre Verlauf der Störungslinie in der Karte, nicht aber die Orientierung der Störungsfläche im Raum bekannt. Alle Kartierbefunde deuten jedoch darauf hin, daß es sich bei beobachteten Störungen generell um Abschiebungen handelt (vergl. dazu Kap. I.4.). Konkrete, in der Literatur erwähnte Einzelbeobachtungen waren mit 40-50° wie auch mit 60-70° einfallende Abschiebungsflächen in der Süd-Eifel (KRIEGER 1978), ei-

ne 50°-Neigung der 'Faille d'Hettange' (GUILLAUME 1941) und eine mit 70° einfallende Störungsfläche bei Eppeldorf (THIELEN 1969). Aus mechanischen Gründen ist davon auszugehen, daß die in den Karten verzeichneten Störungsflächen zum größten Teil mit ca. 60° einfallen (vergl. HUBBERT 1951).

Ein erster Überblick zeigt bereits, daß der weit überwiegende Teil der Bruchlinien den NE- und SW-Quadranten der Richtungsrose belegen, während die konjugierten WNW- bis NNW-Störungen stark unterdrückt sind. Auffällig ist auch der gebogene Verlauf vieler Störungslinien. Er kommt dadurch zustande, daß hintereinander Schwächezonen verschiedener Richtungssysteme nachgezeichnet werden. Die entsprechenden Teilstrecken derartiger Bruchlinien sind ein Abbild unterschiedlicher Anisotropierichtungen des devonischen Sockels. Demgemäß müssen sie auch getrennt ausgewertet werden.

Eine dahingehende Analyse des Bruchmusters führt zur Identifikation dreier sich überlagernder Richtungssysteme. In ihnen sammeln sich schätzungsweise 95 % der im Untersuchungsgebiet ausgebildeten Bruchlinien (vergl. Tafel 1). Es läßt sich eine 0-20°-Richtung, eine Quer-Richtung von etwa 45° und die den Faltenzügen von Ardennen, Eifel und Hunsrück entsprechende 60-70°-Richtung unterscheiden (Tafel 1a-c). Sie sollen im folgenden mit den Bezeichnungen 'rheinisch', 'diagonal' und 'variszisch' belegt werden. Ein genetischer Deutungsanspruch ist mit dieser Namensgebung nicht verbunden, auch dem Begriff 'variszisch' fällt lediglich eine deskriptive Funktion zu; er wurde hier der traditionellen, aber regionalgeologisch wenig beziehungsreichen Bezeichnung 'erzgebirgisch' vorgezogen.

Alle drei genannten Richtungssysteme steuern zum strukturellen Inventar des Untersuchungsgebietes markante Bewegungsbahnen bei. Bei deren Identifikation ist zu berücksichtigen, daß sie an der Erdoberfläche oft nur in Teilstrecken dokumentiert sind. Bei linear angeordneten, in ihrer Bewegungsrichtung gleichsinnigen Störungen, Flexuren oder weitspannigen Verbiegungszonen dürfte es sich um das Abbild relativ weit-durchhaltender Fugen in der Erdkruste handeln. Vereintigt man auffällige Aneinanderreihungen von Störungs-Lineationen mit nennenswerten Versatzbeträgen zu längeren Bruchlinien, so ergibt sich für jedes der Richtungssysteme ein klares Muster von großräumigen Horst- und Grabenstrukturen, die von langgestreckten Bruch- bzw. Flexurlinien begrenzt werden.

a) Variszische Richtung

Im mittleren und nordwestlichen Luxemburg kontrollieren variszisch streichende Strukturelemente den Ausbiß des liassischen Luxemburger Sandsteins und die Erosionsgrenze des mesozoischen Deckgebirges gegen die Ardennen. Ein weiteres auffälliges Zeugnis variszisch streichender Richtungselemente existiert im äußersten Südosten des Untersuchungsgebietes, wo mit der Siercker Schwelle ein Ausläufer des Hunsrücks weit in das Gebiet der Trier-Luxemburger Bucht hineinragt.

In der Orientierung dieses Richtungssystems zeigt sich ein regionaler Trend. Die im Osten mit Werten zwischen 55 und 65° streichenden Bruchelemente schwenken nach Westen allmählich in eine 60-70°-Richtung um. Die niedrigsten Werte (ca. 53°) treten in Südost-

Luxemburg und dem Saargau, also am Rande des Hunsrücks auf. Die Richtungsverflachung nach Westen hin ist bedingt durch das Umschwenken des variszischen Gesamtorogens. In den belgischen Ardennen, wo der paläozoische Sockel offenliegt, schreitet dieser Trend fort bis hin zur E-W-Orientierung der Faltenachsen. Dies zeigt sich etwa im Verlauf der Großmulde von Neufchateau (KONRAD & WACHSMUT 1973: Mulde von Neufchateau-Wiltz), der Verlängerung der NE-SW-ausgerichteten Eifel-Mulde (BRÜHL 1966; KONRAD & WACHSMUT 1973 u. MEYER 1986: Daleider Muldengruppe); etwa auf der Höhe von Neufchateau streicht sie exakt 90° und biegt dann nach Westnordwesten um.

Im folgenden werden die wichtigsten Einzel-Elemente des variszischen Richtungssystems aufgeführt (Abb. 3).

Unter der Bezeichnung **Ardennen-Südrandzone** wird hier die von mehreren Bruchlinien kontrollierte Gesamtregion des Abbruchs der Ardennen gegen das mesozoische Gutland im Süden verstanden. Sie entspricht der Südflanke des Sattels von Givonne (vergl. LUCIUS 1948). Als eines der wichtigsten variszisch streichenden Strukturelemente des Untersuchungsgebietes erstreckt sie sich von Nordwest-Luxemburg bis in die deutsch-luxemburgische Mündungsregion der Our und von dort weiter in die Süd-Eifel-Region. Jenseits der Alzette-Mündung bei Ettelbrück ist sie nicht länger für die heutige Ausgestaltung der Erosionsgrenze Oesling/Gutland bestimmend — westlich davon übernehmen diagonale Richtungselemente die Kontrolle (Kap. I.2.b.). Dessen ungeachtet zieht sie sich jedoch als ein von zahlreichen Brüchen nachgezeichnetes strukturelles Element des tieferen Sockels bis in die Region von Badem, wo sie in die Süd-Flanke des Manderscheider Sattels (KÖLSCHBACH 1985) übergeht.

Innerhalb der breiten Strukturzone der Ardennen-Südrandzone lassen sich in Nordwest-Luxemburg mehrere nach Süden abschiebende Bruchelemente erkennen. Das nördlichste davon ist die in etwa mit 65° streichende Bruchlinie Wahl-Dellen (Kartierung WAGNER 1982), die das diskordante Auflager des Buntsandsteins begrenzt. Möglicherweise setzt sie sich nach Osten in der Bruchlinie Fohren-Baustert-Kyllburg hin fort.

Es folgt eine weit durchhaltende Bruchlinie südlich Folschette; an ihr setzen Muschelkalk- und Keuper-Serien markant ab.

Das nächst südlich gelegene Bruchelement ist das der etwa 65° -streichenden '**Warktal-Linie**'. Zwischen dem Rodbach- und dem Alzette-Tal begrenzt es den Ausbiß von Muschelkalk und tieferem Keuper gegen Norden. Die von WAGNER 1982 kartierte Störung klingt westlich des Rodbachtals aus, gegen Osten — etwa bei Mertzig — geht sie in eine Flexur über (vergl. UNSÖLD 1970, MÜLLER 1989), deren Nordost-Ende wohl dem diagonalen Richtungssystem (Kap. I.2.b.) zuzuordnen ist.

Das südlichere Parallel-Element der '**Peckelshaff-Linie**' ist benannt nach einem Gehöft bei Michelbuch (DITTRICH 1984). Es tritt nur über kurze Teilstrecken als Bruchlinie in Erscheinung. Wahrscheinlich setzt es sich in der schwach ausgeprägten Bruch- bzw. Flexurlinie Moestroff-Kruchten-Stockigt nach Osten hin fort. Im Westen endet es auf der Höhe von Ospern.

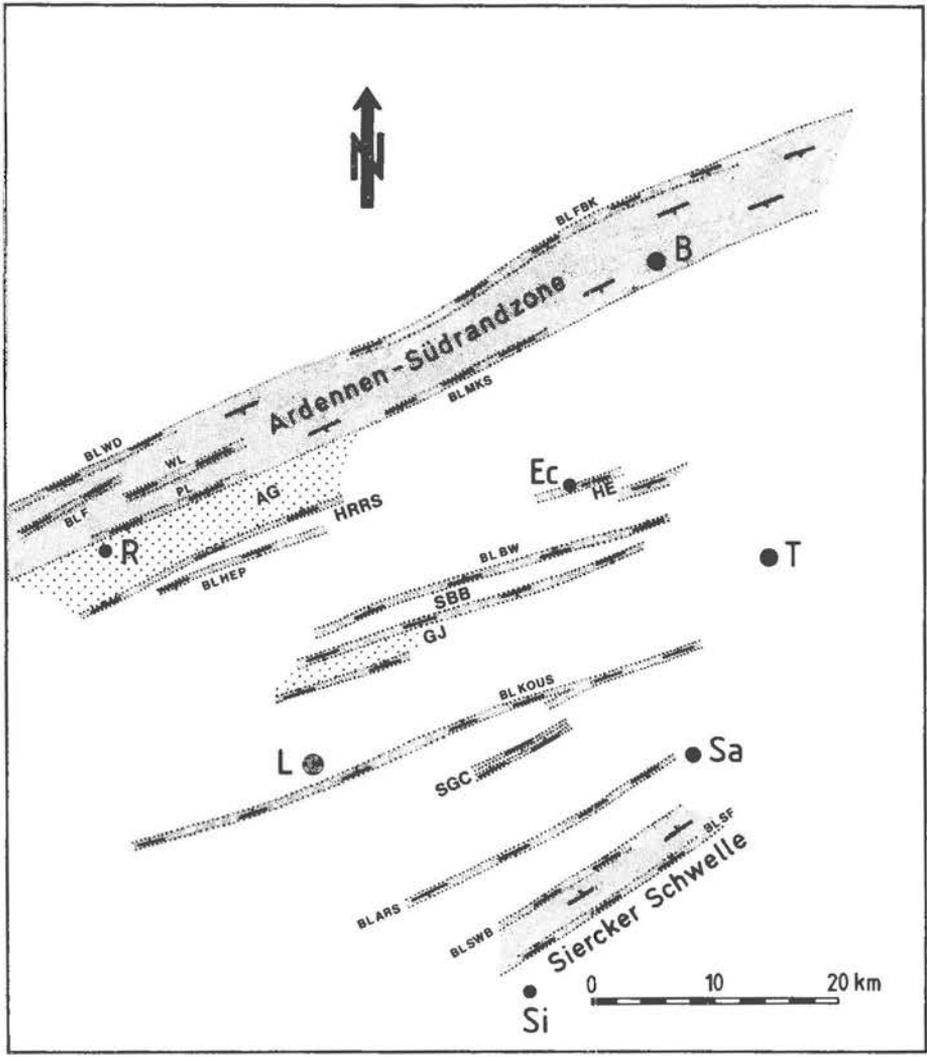


Abb. 3: Die wichtigsten Struktur-Einheiten des variszischen Richtungssystems.

 : Bruchlinie bzw. strukturelle Randzone i.w.S.
 : Grabenzone/Tiefstruktur

Städte: L: Luxemburg T: Trier B: Bitburg Sa: Saarburg Ec: Echternach R: Redange
 Si: Sierck

AG: Attert-Graben HRRS: Horst v. Rouscht-Rippweiler/Schwebach SBB: Schwelle von
 Blaschette-Born HE: Horst v. Echternach GJ: Graben v. Junglinster SGC: Schmalgraben
 v. Canach

BL: Bruchlinie: WD: Wahl-Dellen FBK: Fouhren-Baustert-Kyllburg F: Folschette WL:
 Warktal-Linie PL: Peckelshaff-Linie MKS: Moestroff-Kruchten-Stockigt HEP:
 Hingerhaff-Essingen/Pettingen BW: Bech-Weyer KOUS: Konz-(Oberdonven-)
 Uebersyren(-Sanem) ARS: Altwies-Rommelfangen-Saarburg SWB: Sinz-Wintrange
 (-Burmerange) SF: Schengen-Freudenburg

Die vorgenannten süd-abschiebenden Störungszonen können als Randstörungen einer breiten Grabenstruktur südlich des Ardennenrandes (**'Attart-Graben'**) aufgefaßt werden. Wegen der starken Heraushebung der Ardennenregion ist der nordwestliche Teil des Grabenzentrums durch die generelle Schichtneigung nach Süd(ost)en verschleiert und die südliche Gegenstörungszone nur sehr schwach ausgeprägt. Diese ist im Osten unterhalb der Südflanke einer flachen Einmuldung zwischen Boevange und Cruchten zu vermuten, im Westen — bei Useldange tritt sie streckenweise auch als (nord-abschiebende) Bruchlinie in Erscheinung. Zwischen Boevange und Useldange beschrieb SCHNEIDERS 1986 eine «streichende flachmuldenförmige Einsenkung» der Schichtlagerung, deren Position vom Flußlauf der Attart nachgezeichnet wird. Gegen Süden schließt sich eine im oberen Deckgebirgs-Stockwerk lediglich als flache Schichtaufwölbung in Erscheinung tretende Hochstruktur an, der Horst von Rouscht-Rippweiler/Schwebach. Dessen südliche Begrenzung ist die **Bruchlinie Hingerhaff-Essingen/Pettingen**.

In Nordost-Luxemburg tritt eine kleinere, stark asymmetrisch ausgebildete Hochstruktur in Erscheinung, der (Halb-?) **Horst von Echternach**.

Der Bereich Mittel-Luxemburgs ist durch eine Vielzahl schmaler Horst- und Grabenschollen des variszischen Richtungssystems gegliedert. Im heutigen Landschaftsbild prägen sie sich als flachwellige Schichtverbiegungen aus (vergl. DITTRICH 1984, Abb. 29). Auf eine namentliche Aufzählung soll hier verzichtet werden, einige dieser Kleinstrukturen werden bei der Analyse der Beckenkonfigurationen des Keupers näher behandelt.

Ein relativ bedeutsames Strukturelement ist die nord-absetzende **Bruchlinie Bech-Weyer**. Über weite Strecken grenzt sie das Lias-Plateau Mittel-Luxemburgs nach Süden hin ab; im Bruchfeld des östlichen Untersuchungsgebietes läßt sie sich nicht sicher weiterverfolgen.

Nach Süden schließen sich abermals mehrere schmale Horst- und Grabenstrukturen an, von denen hier nur der **Horst von Blaschette** und der **Graben von Junglinster** genannt werden sollen. Der genannte Horst ist eine breite, im geologischen Kartenbild recht auffällige Struktur unmittelbar südlich der Bruchzone Bech-Weyer. Im Osten setzt er sich in der markanten Aufwölbung des «Sattels von Born» (LUCIUS 1948; Kap. I.4.) fort, östlich des Sauer Tales verliert er sich. Die gesamte Struktureinheit wird hier als **'Schwelle von Blaschette-Born'** bezeichnet. Der südlich anschließende Graben von Junglinster ist besonders deutlich im Bereich des Alzette-Tales ausgebildet, bei Heisdorf wird er durch einen kleinen Horst in zwei Spezialgräben aufgeteilt. Die Fortsetzung im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet bleibt unklar.

Ein weiterer wichtiger Vertreter des variszischen Richtungssystems ist eine mit ca. 70° streichende (nord-abschiebende) Bruchlinie, die von der Mündungsregion der Saar westlich Konz durch die auffällige Flußschleife der Mosel bei Wellen bis hin nach Südwest-Luxemburg verläuft. Sie liegt in unmittelbarer Verlängerung einer — ebenfalls nord-absetzenden — Bewegungszone innerhalb des Hunsrücks, die ZÖLLER 1983 mithilfe tertiärer und quartärer Terrassenniveaus rekonstruieren konnte. Bemerkenswert sind die hohen Verwurfbeträge dieser Störungszone. Dies gilt insbesondere für die Region des Moseltales, wo Werte bis zu 150 Metern auftreten. Unmittelbar westlich des Mosellaufes zweigt ein kurzer, mit 62° streichender Seitenast dieser Störungszone in Richtung Oberdonven ab; die direkte Fortsetzung bildet

wohl die ca. 71°-streichende schwache Bruchlinie bei Uebersyren. Eine Verlängerung dieser Linie in Richtung Sanem/West-Luxemburg ist möglich. Im folgenden wird die Gesamt-Struktur als **Bruchlinie Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(-Sanem)** bezeichnet.

Ein Strukturelement des variszischen Systems ist auch das mit 62° streichende nördliche Teilstück des südost-luxemburgischen **Schmalgrabens von Canach**.

Bis zur Siercker Schwelle im Süden folgen noch weitere, meist zwischen 55 und 65° streichende Bruchlinien, Graben- und Horststrukturen, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. Von einiger Bedeutung ist lediglich die **Bruchlinie (Altwies-)Rommelfangen-Saarburg**.

Die **Siercker Schwelle** bildet die strukturelle Grenze des Untersuchungsgebietes nach Süden. Im Kern dieser altangelegten Hochstruktur von großer paläogeographischer Konstanz (DEMONFAUCON 1982, BERNERS 1985) tritt Taunusquarzit zutage. Die Nord-Abdachung der Siercker Schwelle wird von der um 55° streichenden Bruchlinie Schengen-Freudenburg und weiter nördlich bzw. nordwestlich von der Bruchlinie Sinz-Wintrange(-Burmerange) ausgestaltet. Interessant ist, daß beide Bruchzonen heute von Schmalgrabenstrukturen überlagert werden. Die von ZÖLLER 1983 kartierte (süd-abschiebende) tertiäre bzw. quartäre Bewegungslinie, die entlang der saarländischen Ortschaften Keuchingen und Saarhölzbach bei der Saarschleife von Mettlach in Richtung Nordosten zieht, ist bereits der (hier nicht mehr berücksichtigten) Süd-Abdachung der Siercker Schwelle zuzuschreiben.

b) Diagonal-Richtung

Bruchzonen des diagonalen Richtungssystems stellen im Kartenbild das beherrschende strukturelle Element dar. Mit einem Streichen von etwa 40-55° ziehen sie sich von der Süd-Eifel über Süd-Luxemburg bis weit in den nordlothringischen Bereich hinein. Der Erosionsrand der Trier-Luxemburger Bucht gegen die umrahmenden paläozoischen Massive wird über weite Strecken von diagonal streichenden Richtungselementen bestimmt; dies gilt für die westliche Süd-Eifel zwischen dem Our- und Prümatal wie auch für den Bereich zwischen der Saarmündung bei Konz und der Ortschaft Föhren nahe des Naurather Devon-Horstes.

Bei einer großräumigen Erfassung des diagonalen Richtungssystems erweitert sich die Spannweite der Streichwerte auf ca. 30-55°. Auffällig N-S-tendierende Richtungselemente beschränken sich auf den ost- und südost-luxemburgischen Bereich. In Mittel- und Nordwest-Luxemburg wie auch in der westlichen Süd-Eifel schwanken die Richtungswerte meist zwischen 50 und 55°. Diagonale Bruchstrukturen häufen sich insbesondere im stark gestörten Ost-Teil des Untersuchungsgebietes. Auf der geologischen Karte der Süd-Eifel im Maßstab 1:100.000 sind sie dort recht zahlreich vertreten, wo die kompetenten Serien der tieferen Trias zutage treten und wo relativ genaue Kartierdaten (MARTIN 1960, KRIEGER 1978) vorliegen. In Mittel- und Nordwest-Luxemburg beschränken sie sich auf kurze Teilstrecken von Störungen oder Flexurzonen.

Die nordwestlichste Groß-Struktureinheit des diagonalen Richtungssystems (Abb. 4) ist der **Luxemburger Zentralgraben**, der sich von der Süd-Eifel über Dillingen an der Sauer und

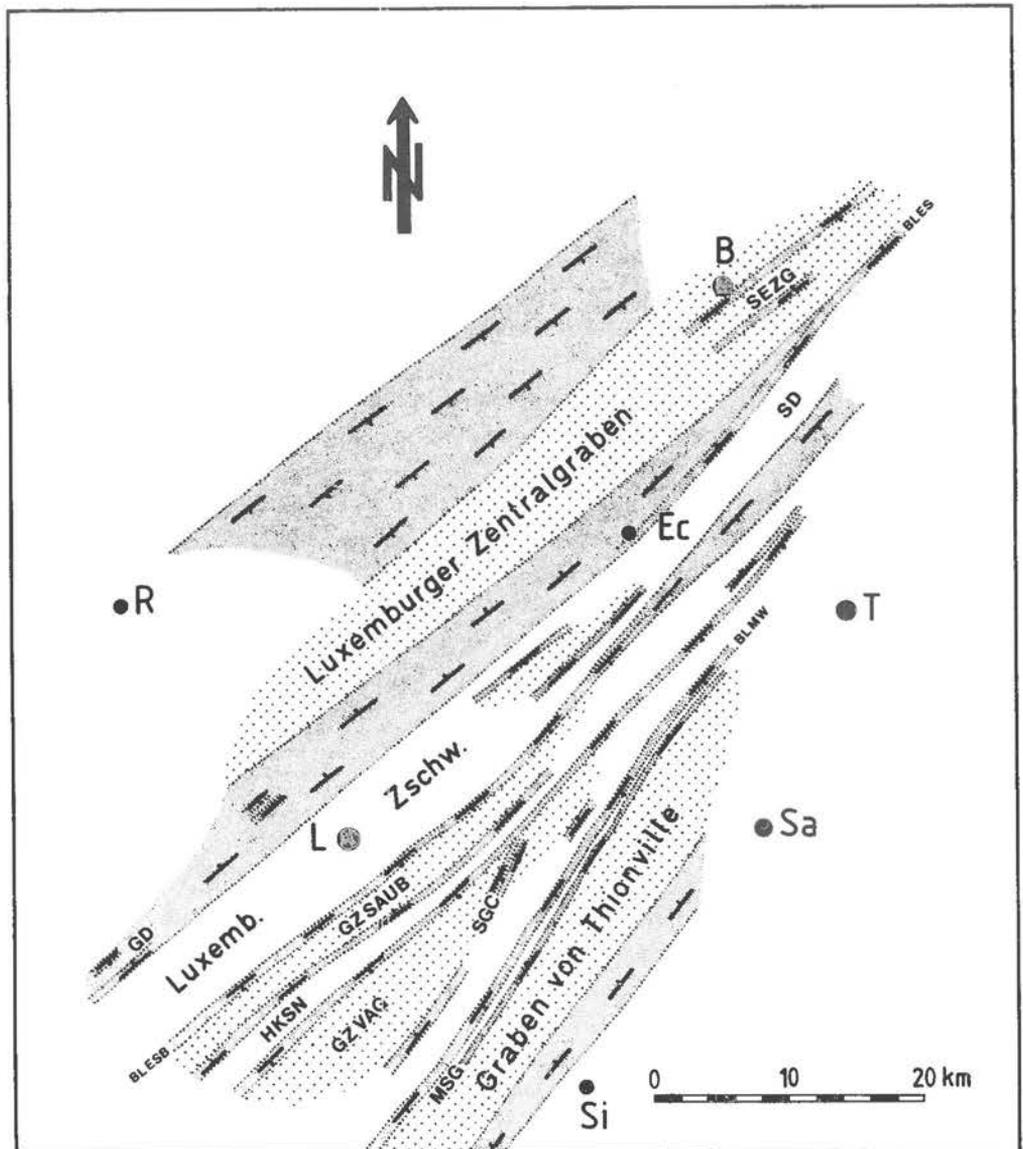


Abb. 4: Die wichtigsten Struktur-Einheiten des diagonalen Richtungssystems.

Signaturen u. Städte wie Abb. 3

SEZG: Süd-Eifeler Zentralgraben Luxemb. Zschw.: Luxemburger Zentralschwelle DS: Schwelle v. Dahlem GZSAUB: Grabenzone Schifflange-Alzingen-Uebersyren-Betzdorf GD: Graben v. Differdange HKS: Horst v. Kayl-Syren-Newel GZVAG: Grabenzone Volmerange-Aspelt-Gostingen SGC: Schmalgraben v. Canach MSG: Mondorfer Schmalgraben

BL: Bruchlinie ES: Echternach-Spangdahlem MW: Mondorf-Wasserbillig ESB: Esch-Sandweiler-Biwer

die Region von Mersch bis nach West-Luxemburg erstreckt. Zwischen Metterich und Niederstedem (südöstlich von Bitburg) wird der zentrale Teil dieses Senkungsfeldes durch eine markante Grabenstruktur ('**Süd-Eifeler Zentralgraben**') nachgezeichnet. Im Südosten, im Bereich des Luxemburger Lias-Plateaus, war die Ausprägung deutlicher Bruchstrukturen durch mächtige zwischengeschaltete Schichtstapel vergleichsweise inkompetenter pelitisch-evaporitischer Serien behindert. Nordwestlich des Grabenzentrums Metterich-Niederstedem-Dillingen-Mersch treten nahezu ausschließlich südost-abschiebende Bruch- bzw. Flexurzonen auf (Tafel 1b). Insofern kann der gesamte Bereich des nordwestlichen Gutlandes und der westlichen Süd-Eifel der Nordwest-Flanke des Luxemburger Zentralgrabens zugeordnet werden.

Nach Südosten hin schließt sich die **Luxemburger Zentralschwelle** an. In der Süd-Eifel wird sie durch das vergleichsweise schmale, klar abgesetzte Element der '**Schwelle von Dahlem**' vertreten (DITTRICH 1987). Deren Nordwest-Flanke wird durch die etwa 45°-streichende markante **Bruchlinie Echternach-Spangdahlem** gebildet, die Südost-Flanke wird durch mehrere parallelverlaufende 38-45°-streichende Bruchzonen kontrolliert. Nach Südwesten hin zeigt sich eine deutliche Verbreiterung der Luxemburger Zentralschwelle. Im mittleren Teil, in der Region Eschweiler-Brouch, deutet sich ein Spezialgraben an. Die kleineren Grabenzonen bei Diferdange und Mamer sind Spezialstrukturen in der Nordwest-Flanke der Luxemburger Zentralschwelle.

An der markanten **Bruchlinie Esch-Sandweiler-Biwer** grenzt die Luxemburger Zentralschwelle gegen die langgestreckte **Grabenzone Schifflange-Alzingen-Uebersyren-Betzdorf**, die sich im Süd-Eifel-Bereich möglicherweise noch bis über die Ortschaften Kersch, Olk und Möhn verfolgen läßt. Nach Südosten hin schließt sich der heute streckenweise recht schwach ausgeprägte **Horst von Kayl-Syren-Newel** an, dessen äußerster Nordost-Teil als schmale keilförmige Hochscholle — sie bringt Unteren Muschelkalk neben Mittleren Muschelkalk bzw. Mittleren Keuper — markant in Erscheinung tritt. Die angrenzende Tiefstruktur ist die **Grabenzone Volmerange-Aspelt-Gostingien**.

Bis hin zur bedeutenden Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig im Südosten schließt sich ein relativ komplexes Krustenfeld an, von dessen Einzel-Strukturen hier nur der Südteil des **Schmalgrabens von Canach** angeführt werden soll. Im heutigen Bruchinventar bildet er die Fortsetzung einer zum variszischen System gehörigen Schmalgrabenstruktur (Kap. I.2. a.). Eine sichere Zuordnung des südlichen Teilstücks zu einem der drei Richtungssysteme ist schwierig; mit einem Streichwert von 27° nimmt es eine vermittelnde Stellung zwischen diagonalen und rheinischen Strukturelementen ein. Hier wurde es dem diagonalen Richtungsinventar zugeordnet.

Die **Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig** ist von einer parallelverlaufenden Störungszone im Südosten begleitet, die zur Ausbildung einer langgestreckten, von Mondorf über Niederdonven bis hin nach Wasserbilligerbrück zu verfolgenden Schmalgrabenstruktur führte. Dieser sogenannte **Mondorfer (Schmal-)Graben** ist eine Spezialstruktur innerhalb des übergeordneten, weiträumigen Senkungsfeldes des **Grabens von Thionville**, der wichtigsten diagonalen Struktureinheit des südöstlichen Untersuchungsgebietes. Diese wurde bereits von GUILLAUME 1941 als alt-angelegtes, im Verlauf der postvariszischen Sedimentation mehrfach remobilisiertes Strukturelement erkannt. Es läßt sich von Uckange-Hayange in Lothringen über den Stadtbereich von Thionville bis in das südöstlichste Luxemburg und den westlichen

Saargau verfolgen. Im stark zerstückelten Schollenfeld des Trierer Raums ist dessen Identifikation problematisch. In Lothringen treten an den beiden Randstörungen, der 'Faille d'Hayange' (LUCIUS 1948, Tafel I) bzw. der 'Faille d'Hettange' und der 'Faille de Koenigsmacker' Versatzbeträge von bis zu einigen hundert Metern auf (GUILLAUME 1941, Tafel II); im Raum Sierck löst sich die südöstliche Randstörung in ein Bündel kleinerer Brüche auf, die gegen Nordosten, auf Saarburg zu, allmählich ausklingen.

c) Rheinische Richtung

Das dritte Richtungssystem verläuft annähernd N-S bis NNE-SSW. Im Süd-Eifel-Bereich kontrollieren rheinische Strukturelemente über weite Strecken den Erosionsrand der triadischen Deckschichten gegen den devonischen Sockel von Eifel und Ardennen, im östlichen Saargau bestimmen sie den Abbruch der Trier-Luxemburger Bucht gegen den Hunsrück.

Deutlich zeigt sich eine regionale Variation der Richtungswerte. Die nahezu N-S ausgerichteten Bruchelemente des nördlichen und des südlichen Untersuchungsgebietes — sie streichen dort zwischen 0 und 10° — schwenken im mittleren Teil in die 15-20°-Richtung ein. In West-Luxemburg treten sogar Werte um 20 bis 25° auf. Insgesamt zeichnet sich in der Karte der Bruchlinien (Tafel 1d) eine Verbiegung des rheinischen Richtungssystems ab; maximale Streichwerte erscheinen auf der Höhe von Trier, Mersch und Redange. Dies dokumentiert sich sogar in den von ZÖLLER 1983 rekonstruierten tertiären bzw. quartären Bewegungszonen im Hunsrücks; dort zeigen die beiden rheinisch orientierten 'Block-Grenzen' — eine verläuft entlang des Ruwer-Tales, eine zweite parallel dazu weiter westlich — bei der Ortschaft Ruwer eine merkliche 'Verflachung' der Streichrichtungen.

Ein genetischer Zusammenhang dieses Bruchsystems mit dem altangelegten Element der Eifeler Nord-Süd-Zone ist wahrscheinlich. Es dokumentiert sich die Reichweite dieses strukturellen Elementes bis über die Region der devonischen Eifelkalkmulden hinweg nach Süden hin; eine Fortsetzung im Lothringer Raum ist anzunehmen (Kap. I.3. u. IV).

Im Einzelnen zeichnet sich eine strukturelle Zweigliederung ab, die bereits an der Ausgestaltung der nördlichen Deckgebirgsgrenze der Trier-Luxemburger Bucht zu erkennen ist. Die ca. 20 Kilometer breite Kernzone rheinischer Richtungselemente gliedert sich in zwei etwa gleichrangige Grabenstrukturen auf, die Echternacher Grabenzone im Westen und die Saargauer Grabenzone im Osten (Abb. 5).

Die östliche dieser beiden Grabenzonen, die **Saargauer Grabenzone**, ist wegen der starken Anhebung von Eifel und Hunsrück und der vielfältigen mechanischen Beanspruchung der Deckschichten des Trierer Gebietes im heutigen Kartenbild weitaus weniger deutlich ausgeprägt. Im Bereich der östlichen Süd-Eifel läßt sich das Grabenzentrum nur noch bis in die Region Kordel-Welschbillig verfolgen; nördlich von Speicher sind die ost-abschiebenden westlichen Randstörungen bei der Heraushebung der Eifel unterdrückt worden. Im Süden ist die Saargauer Grabenzone vergleichsweise deutlich entwickelt. Auf der Höhe von Palzem klingen die westlichen Randstörungen aus, die Ostrand-Störungen lassen sich noch bis in die Region von

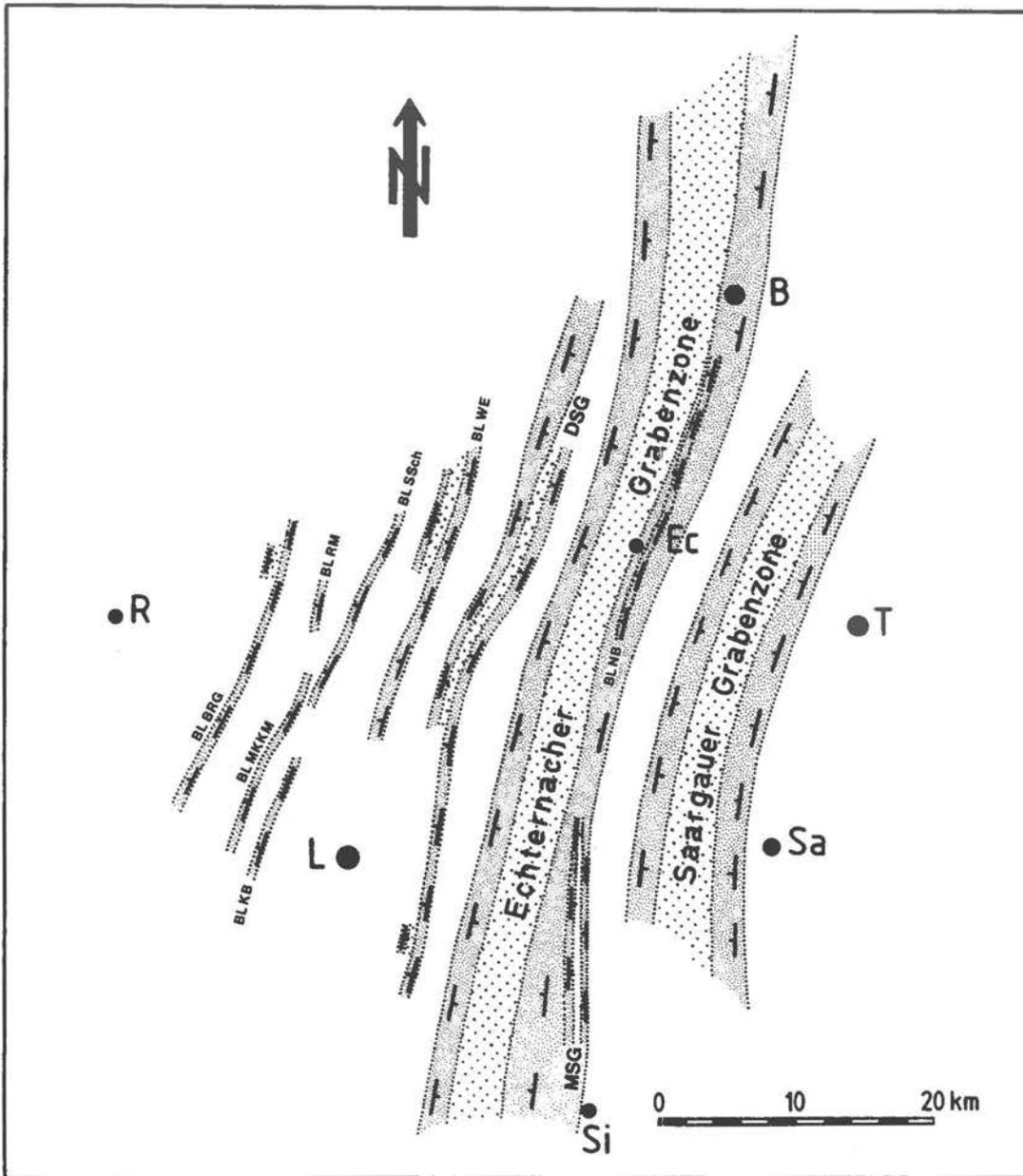


Abb. 5: Die wichtigsten Struktur-Einheiten des rheinischen Richtungssystems.

Signaturen u. Städte wie Abb. 3

MSG: Moselschmalgraben DSG: Dillinger Schmalgraben

BL: Bruchlinie: NB: Niederstedem-Berbourg WE: d. Weißen Ernz SSch: Stegen-Schrandweiler(-Schoenfels-Mamer) KB: Kopstal-Bertrange RM: Rouschtbaach-Mierscherbiertg MKKM: Mierscherwald-Keispelt-Kehlen-Mamer BRG: Bissen-Roodt-Goebblange

Freudenburg verfolgen. Dort endet auch eine der tertiären bzw. quartären Bewegungszonen von ZÖLLER 1983.

Die westliche große Grabenstruktur, die **Echternacher Grabenzone**, ist über die gesamte N-S-Erstreckung des Untersuchungsgebietes nachzuweisen. Die Ausprägung der beiden randlichen Störungszonen variiert allerdings. Im äußersten Norden fällt auf der geologischen Karte i.w. die Bruchlinie Oberweiler-Wißmannsdorf als deren Westrand ins Auge, sie bringt Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk neben Buntsandstein bzw. neben das Unterems des ardennischen Sockels. Im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet ist demgegenüber die Westrandstörung das beherrschende Bruchelement. Es ist die **Bruchlinie Niederstedem-Berbourg**, die im Süd-Eifel-Bereich streckenweise Oberen Muschelkalk gegen Mittleren Keuper versetzt und auf Luxemburger Gebiet die Ostgrenze des Lias-Plateaus markiert. Die Echternacher Grabenzone selbst ist östlich des Luxemburger Lias-Plateaus nur noch sehr schwach ausgeprägt, deutlich wird sie erst wieder im französisch-luxemburgischen Grenzgebiet westlich bzw. nordwestlich von Sierck. Zwischen Mondorf, Beyren-lès-Sierck und Rodemack ist das Grabenzentrum erneut recht markant ausgebildet, in der östlichen Grabenschulter schaltet sich der **Moselgraben** ein.

Echternacher Grabenzone und Grabenzone des Saargaus markieren den engeren Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone. Darüberhinaus lassen sich im Westen noch einige kleinere rheinische Struktureinheiten aushalten. Die Schmalgrabenzone Dillingen-Waldbillig-Bourglinster (**'Dillinger Schmalgraben'**) ist auch im Keuper nachweisbar. In Nordost-Luxemburg ist sie z.T. lediglich als langgestreckte Depressionszone ausgebildet. Dennoch läßt sie sich von der westlichen Süd-Eifel bis in die Region von Bourglinster durchverfolgen (Tafel 1d u. DITTRICH 1984, Abb. 29), eine entsprechende Fortsetzung in der kleinen Grabenstruktur zwischen Roesser und Hassels/Weiler-la-Tour in Süd-Luxemburg ist wahrscheinlich.

Westlich davon treten fast nur noch west-abschiebende Bruchlinien auf. Südlich des variszischen Strukturelementes der Ardennen-Südrandzone als Grenze zwischen den Ardennen und dem mesozoischen Deckgebirge und westlich der Eifeler Nord-Süd-Zone existiert zweifellos eine starke Schicht-Neigung nach Westen; dem gehobenen Hunsrück-Bereich steht der Senkungsraum des Pariser Beckens gegenüber. Bezogen auf rheinische Richtungselemente bedeutet dies, daß die im devonischen Sockel etwa gleichrangig angelegten ost-abschiebenden Bruchzonen, die in triadischer Zeit noch als beckengestaltende Elemente in Erscheinung traten, inaktiviert sind und gegenwärtig nahezu unsichtbar bleiben. Der Ardennen-Südrandzone kommt damit eine Art 'Scharnier-Funktion' zu; nördlich der Talsysteme von Attert und Sauer treten vornehmlich ost-abschiebende rheinische Brüche bzw. Flexuren auf.

Eine wichtige west-abschiebende Störungszone ist die **Bruchlinie der Weißen Ern**. In der Mündungsregion der Weißen Ern ist sie recht prägnant ausgebildet, ihre Fortsetzung bis in den südlichen Stadtbereich Luxemburgs ist lediglich indirekt anhand von engräumigen Flexurzonen und relativ schwachen Schichtverbiegungen zu ermitteln.

Möglich ist, daß es sich bei dieser langgestreckten Bruchstruktur — ebenso wie bei der Zone Dillingen-Waldbillig-Bourglinster — um einen durch mächtige inkompetente Deckschichten unkenntlichen Schmalgraben handelt. Bei Ermsdorf könnte das ost-wärtige Schichteinfallen des östlichen Stegener Keuper-Plateaus (Kartierung THIELEN 1969) eine ost-abschiebende Störung im

tieferen Untergrund andeuten, auch die auffällige tektonische Tieflage des Rinkebiargs bei Medernach könnte so erklärt werden.

Weitere Störungslinien von landschaftsgestaltender (während der Trias beckenkontrollierender) Bedeutung sind die **Bruchlinie Stegen-Schrodweiler-(Schoenfels/Mamer)** mit ihrer Verlängerung (?) in der Bruchlinie Kopstal-Bertrange, die **Bruchlinie Rouschtbaach-Mierscherbiarg**, die sich vermutlich in der Störungszone Mierscherwald-Keispelt-Kehlen-Mamer fortsetzt, und die **Bruchlinie Bissen-Roodt-Goebblange**. Die letztgenannte Störungslinie geht nördlich des Attert-Tales in eine schwach ausgeprägte Flexurzone über (MÜLLER 1989); mit einer parallelverlaufenden, gegensinnig abbiegenden Flexur (Kartiergebiet SCHNEIDERS 1986) deutet sich dort eine kleine Schmalgraben-Struktur im Untergrund an. Westlich davon erscheinen nur noch relativ kurze, schwach ausgeprägte rheinische Bruchelemente.

I.3. Zusammenhängende Betrachtung der drei Richtungssysteme

Die Tatsache, daß sich im Bruchmuster der Trier-Luxemburger Bucht im NE-Quadranten der Richtungsrose nicht zwei sondern drei Bruchsysteme abbilden, ist von bisherigen Bearbeitern nicht erkannt worden. Diagonale und variszische Richtungselemente wurden nicht unterschieden. Dies führte zu Verwirrungen und begrifflichen Unschärfen.

Bei LUCIUS 1948 war lediglich von einer 'variszischen Streichrichtung' die Rede. Auch von NEGENDANK 1983 wurden bloß rheinische und variszisch streichende Verwerfungen angeführt, die Schichtlagerung wurde als die eines variszisch orientierten «Wellblechs» charakterisiert, das von entsprechenden Längsstörungen durchzogen sei. NEUMANN-REDLIN 1966 (S. 18, 24) bezeichnete die Orientierung des 30-35° streichenden Teilstücks des Mondorfer Schmalgrabens bei Niederdonven, ein 30-45° streichendes Kluftsystem und die Ausrichtung eines Seitenastes des genannten Schmalgrabens von ca. 55-60° als 'erzgebirgisch'. Dieses äußerst weitgefaßte Richtungssystem stellte er der rheinischen Richtung gegenüber. Auch HAUDE 1967 (S. 19) beschrieb eine Spannweite des 'erzgebirgischen' Richtungssystems von 30-60°. Andere Autoren (z.B. GITTINGER 1964, WALTER 1965, v. HOYER 1967, DZYWULSKI 1981) verwendeten den für den Richtungsbereich von 50-70° geprägten Begriff 'erzgebirgisch' (vergl. etwa MURAWSKI 1983) für Bruchelemente, die 40-50°, teilweise sogar 30-35° orientiert sind. SCHILLINGS 1986 beschrieb die sich bei 10-20° (rheinisch) und zwischen 40-65° häufende Ausrichtung von Störungszonen der westlichen Süd-Eifel, ohne den letztgenannten breiten Richtungsbereich näher zu differenzieren.

Die hier als eigenständige Komponente eingeführte Diagonalrichtung ist keine bloße Kompromißrichtung aus rheinisch und variszisch streichenden Vorzeichnungen. Diagonale Bruchelemente schneiden die der anderen Richtungssysteme und bilden großräumige Horst- und Grabenzonen, die während der postvariszischen Sedimentation immer wieder als beckenbeherrschende Strukturen in Erscheinung traten. Der markante Unterschied zwischen variszischen und diagonalen Richtungselementen erweist sich besonders deutlich in Südost-Luxemburg, wo diese Bruchsysteme mit 35-40° bzw. 55-60° sehr verschiedene Orientierungen aufweisen. So beschrieb GUILLAUME 1941 merkwürdigerweise das Abschneiden des variszischen Richtungselementes der Siercker Schwelle nach Westen durch 'streichende' Störungen ('accidents

directionnels'). Viel eher dokumentiert sich darin eine Interferenz diagonalen und variszischer Richtung. Generell zeigt sich im Süd-Teil des Untersuchungsgebietes eine deutliche Differenzierung von diagonalen und variszischen Strukturen: Während sich die variszischen Richtungselemente der Süd-Eifel nach Westsüdwesten und dann nach Westen hin fortsetzen, ziehen die entsprechenden Diagonal-Elemente relativ konstant nach Südwesten (Tafel 1b-c).

In Ausnahmefällen zeichnet sich eine Aufteilung des ENE/NE-WSW/SW-Richtungsbereiches in zwei separate Maxima auch in den Kluftsystemen an. KRIEGER 1978 beschrieb aus der Kyll-Region der Süd-Eifel 60°- und 25°-orientierte Störungen, begleitet von Kluftsystemen, die innerhalb des NE-Quadranten der Richtungsrose bevorzugt 40-45° (d.h. diagonal) bzw. 60-65° (variszisch) streichen.

Alle drei Richtungssysteme sind im gesamten Untersuchungsgebiet überall mehr oder weniger deutlich vertreten (Tafel 1).

Abbildung 6 gibt einen Überblick über die regionale Variation der entsprechenden Streichwerte. Die darin eingezeichneten Gradbereiche umfassen die Spannbreite der jeweils durch größere Bruchlinien verwirklichten Richtungswerte. Zur graphischen Veranschaulichung wurden einige der bedeutendsten Lineationen der drei Richtungssysteme eingezeichnet. Die systematische Richtungsänderung der drei Systeme hat zur Folge, daß die gemeinsame Darstellung aller Störungslinien in einer einzigen, gebietsübergreifenden Richtungsrose kein befriedigendes Ergebnis liefert. Die Trennung der drei Maxima ist nur bei Betrachtung kleinerer Teil-Areale des Untersuchungsgebietes gewährleistet. Es muß eine Gebiets-Größe gewählt werden, die einerseits klein genug ist, damit die lokale Ausrichtung der drei Systeme hinreichend genau erfaßt werden kann, andererseits aber so groß ist, daß zur statistischen Analyse der Richtungsverteilung eine genügende Anzahl von Meßwerten zur Verfügung steht.

Die beschränkte Datenmenge derartiger Detail-Analysen bedingt jedoch, daß einzelne 'problematische' Meßwerte vergleichsweise stark ins Gewicht fallen. Dies ist von Bedeutung, da von Fall zu Fall mit einigen 'Störfaktoren' zu rechnen ist, die die klare Separation der drei Richtungssysteme behindern. So kann etwa die geologische Landesaufnahme der hier gestellten Anforderung einer exakten Richtungs-Kartierung von Störungslinien nicht immer genügen. Bei den im Untersuchungsgebiet zahlreich vorhandenen gekrümmten, gebogenen Störungslinien liefern Teilstrecken Meßwerte, die zwischen den Richtungsmaxima der drei Systeme vermitteln. Darüberhinaus ist in gewissem Umfang mit kleinen, wenig tiefgründigen Entlastungsbrüchen zu rechnen, deren Entstehung weniger auf ein Durchpausen alt-angelegter Anisotropie-Richtungen des Untergrundes als vielmehr auf lokale mechanische Eigengesetzlichkeiten oberflächlich anstehender Gesteinsserien zurückgeht. Solche Störungslinien tragen ebenfalls zur Maskierung der drei großräumig ausgebildeten Richtungssysteme bei. Die beiden letztgenannten Faktoren kommen insbesondere dort zur Geltung, wo eine starke mechanische Beanspruchung der mesozoischen Deckschichten stattgefunden hat. Dies trifft i.w. für die Randzonen der Trier-Luxemburger Bucht zu, an denen es zu starken vertikalen Relativbewegungen kam. In besonderem Maße gilt dies aber für die Bereiche, in denen bei der Ausgestaltung des Deckgebirgs-Randes Struktureinheiten verschiedener Richtungssysteme konkurrieren, wo sich also unterschiedliche Verbiegungsrichtungen auswirken.

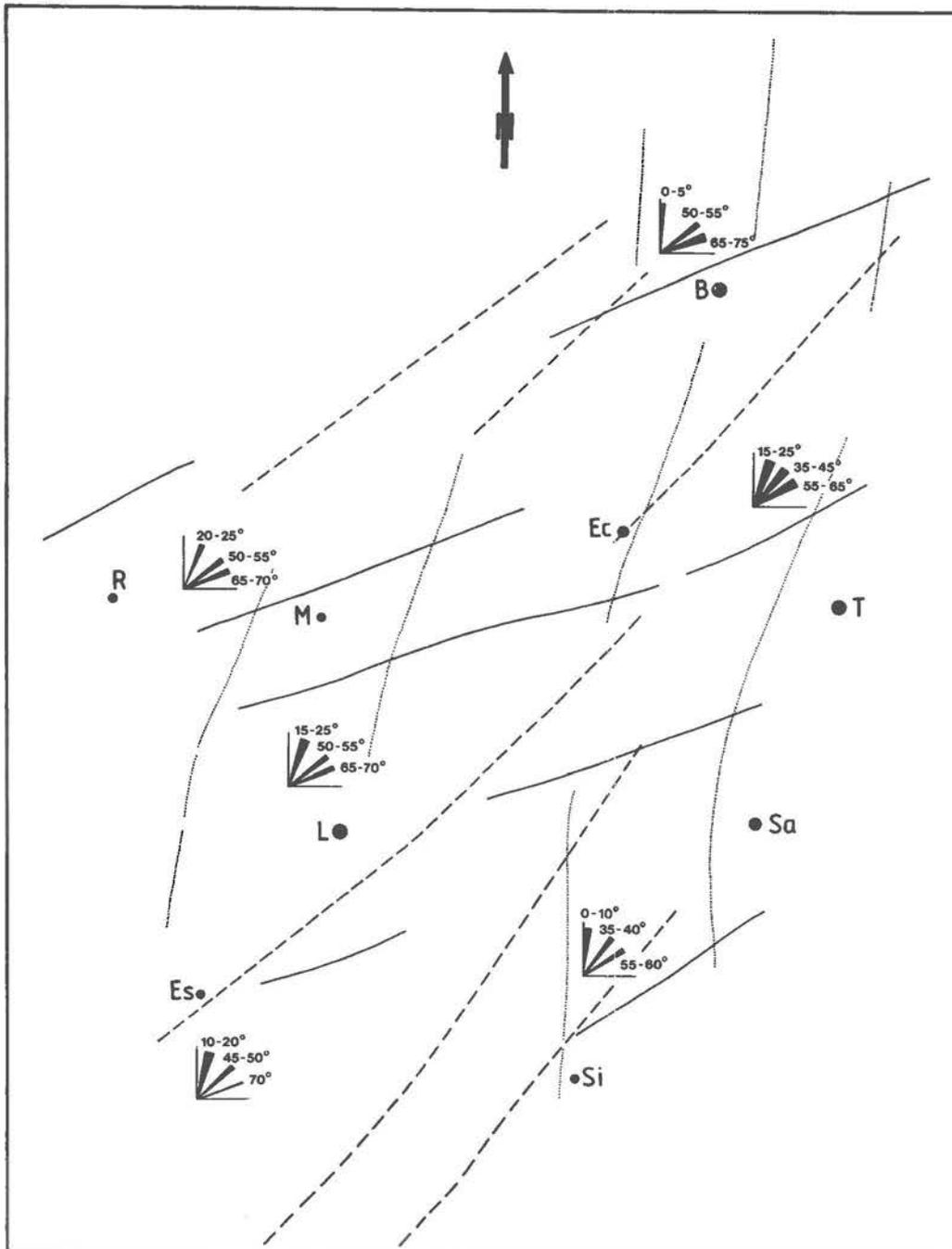


Abb. 6: Regionale Variation der drei Richtungssysteme

<p>.....</p> <p>-----</p> <p>—————</p>	<p>} schematisierte Lineation des</p>	<p>{ rheinisches</p> <p>{ diagonales System</p> <p>{ variszisches</p>
--	---------------------------------------	---

Städte: L: Luxembourg T: Trier B: Bitburg Sa: Saarburg Ec: Echternach
M: Mersch R: Redange Si: Sierck Es: Esch/Alzette

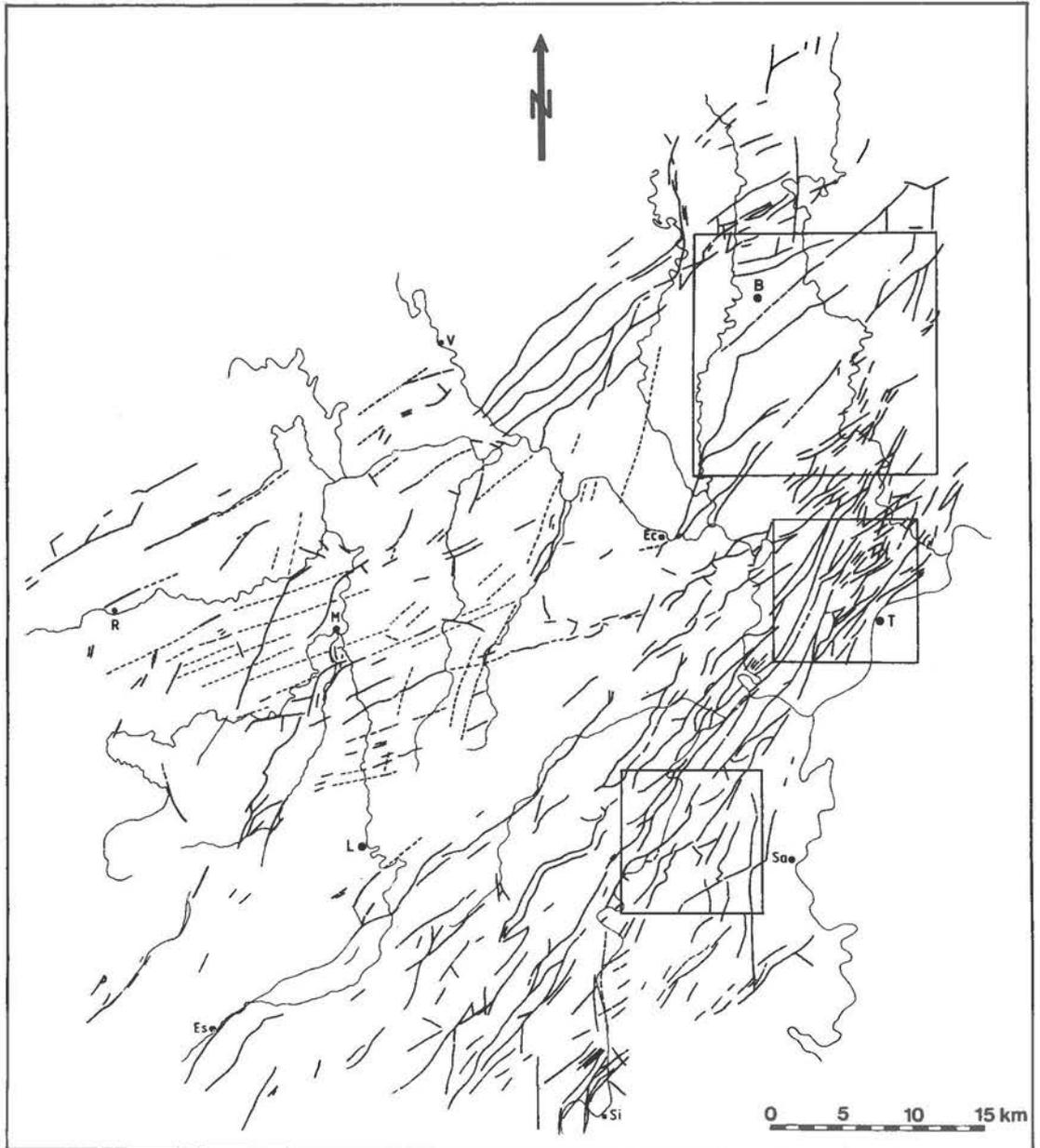


Abb. 7: Lage der für die Bruchrichtungsdiagramme der Abbildungen 8 bis 10 ausgewerteten Areale.

Im folgenden soll dies anhand von drei Beispielen statistischer Detailanalysen näher erläutert werden.

Die Größe der ausgewerteten Gebiete wurde zunächst auf 10x10 km beschränkt, die Ausrichtung von Störungslinien wurde systematisch vermessen. Als Einzeldatum galt die Ausrichtung von ca. 1km langen Kleinstörungen bzw. Störungsabschnitten. Die so gewonnenen Richtungswerte zwischen 0 und 90° wurden in Intervalle von 5 Grad aufgeteilt und prozentual anhand der Länge der entsprechenden Strahlenfelder im Nordost-Quadranten der Richtungsrose dargestellt. Zur Orientierung über die jeweiligen Prozentbeträge dient ein Kreissegment bei der 5%-Marke.

Im resultierenden Störungs-Diagramm einer Region westlich von Saarburg (Abb. 7 u. 8) bilden sich die drei Richtungssysteme sehr deutlich ab. Von 81 Meßwerten lagen hier nur 8 im (nicht dargestellten) NW-(SE-)Sektor der Richtungsrose. Die übrigen Werte teilten sich in Maxima bei 0-5°, 20-45° und 55-70° (genauer: 60-65°) auf.

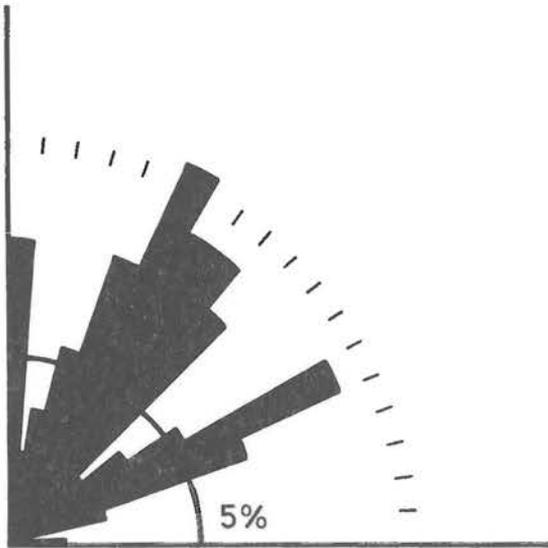


Abb. 8: Bruchrichtungsdiagramm Saargau ($n = 73$ (+ Werte im NW-Quadranten) Gebietsmittelpunkt: R 25 32 650 H 54 98 350, Gebietsgröße: 10x10 km).

Diese klare Separation der Systeme ist u.a. einer detaillierten Geländeaufnahme im Rahmen von Tübinger Diplom-Kartierungen zu verdanken, deren Ergebnisse ohne größere Veränderungen in die geologische Übersichtskarte (Maßstab 1:100.000) und damit auch in die hier ausgewertete Bruchmuster-Karte übernommen wurden. Ein gebietsübergreifend mehr oder weniger einheitlicher Kartierstil war ebenfalls gewährleistet.

Auffällig ist die relativ breite Belegung des mittleren (diagonalen) Richtungsmaximums. Dies liegt daran, daß die Richtungswerte von umbiegenden Teilstrecken längerer Störungslinien den Bereich zwischen den Maxima der drei Richtungssysteme belegen. Auch eine Anzahl vergleichsweise regellos angelegter Kleinstörungen hat zur Verbreiterung der Maxima beigetragen. Dennoch bestanden offenbar günstige Voraussetzungen zur statistischen Erfassung der drei Richtungssysteme. Entscheidend dafür war die Lage des Untersuchungsgebietes.

tes in der maßgeblich von rheinisch streichenden Bruchelementen ausgestalteten, also relativ einfach strukturierten West-Abdachung des Hunsrücks.

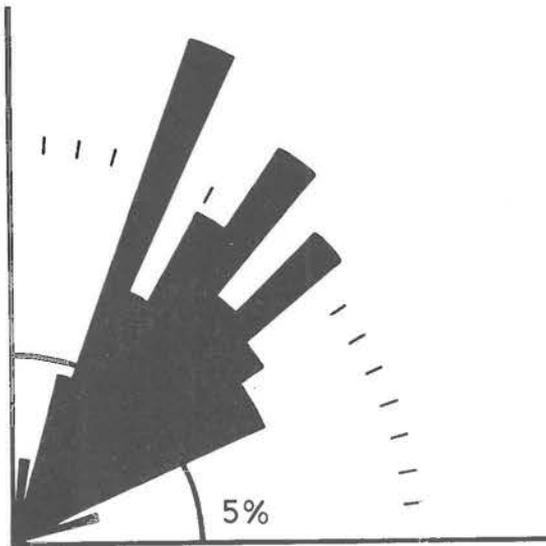


Abb. 9: Bruchrichtungsdiagramm Trier
($n = 135 (+1)$) Gebietsmittelpunkt: R
25 43 250 H 55 16 500, Gebietsgröße:
10x10 km).

Komplizierter sind die Verhältnisse in einem zweiten — ebenfalls 10x10 km großen — Untersuchungsgebiet bei Trier (Abb. 7 u. 9). Die geologische Karte basiert dort auf den alten geologischen Meßtischblättern von GREBE 1880-92 und einzelnen aktuelleren Detail-Kartierungen der Universität Trier. Ein einheitlicher Kartierstil ist somit nicht gewährleistet, wohl aber eine gewisse Kompilation dieser inhomogenen Daten-Grundlage bei der Erstellung der 1:100.000er Übersichtskarte durch W.WAGNER (1983).

Im Störungs-Diagramm dieser Region bilden sich die drei Richtungssysteme äußerst schlecht ab. Dies liegt u. a. daran, daß deren Streichwerte in der südlichen Süd-Eifel generell nah beieinanderliegen (Abb. 6). Rheinische Bruchelemente sind hier durch Streichwerte von 15-25° repräsentiert (vergl. Kap. I.2.c.), heben sich also nur wenig vom diagonalen Richtungssystem ab. Das variszische System liegt mit 55-65° ebenfalls nah der Diagonalen; im Diagramm verbirgt sich das entsprechende Maximum in einem verzögerten Abfall der Prozentwerte zu höheren Gradzahlen hin.

Von entscheidender Bedeutung für die undeutliche Differenzierung der drei Maxima ist jedoch der hohe Anteil an zusätzlichen Kleinstörungen, deren Ausrichtung zwischen den genannten Streichwerten vermittelt. Dies zeigt schon die hohe Zahl der Meßdaten. Der Grund dafür liegt in der Position dieses tektonisch recht stark beanspruchten Areals. Es befindet sich dort, wo der Abbruch des Hunsrücks gegen die Trier-Luxemburger Bucht nicht nur durch rheinisch streichende Bruchelemente der Eifeler Nord-Süd-Zone sondern zusätzlich auch von diagonal verlaufenden Struktureinheiten — Parallelbrüchen der südlichen Randstörung der Wittlicher Senke — kontrolliert wird. Insgesamt kann dieses Störungs-Diagramm als Beispiel für eine extrem schlechte Separation der drei Richtungssysteme gelten.

Ein Versuch, die zuvor dargelegte Untersuchungsmethode in inneren Bereichen der Trier-Luxemburger Bucht anzuwenden, wo vergleichsweise inkompetente Schichtenfolgen anstehen,

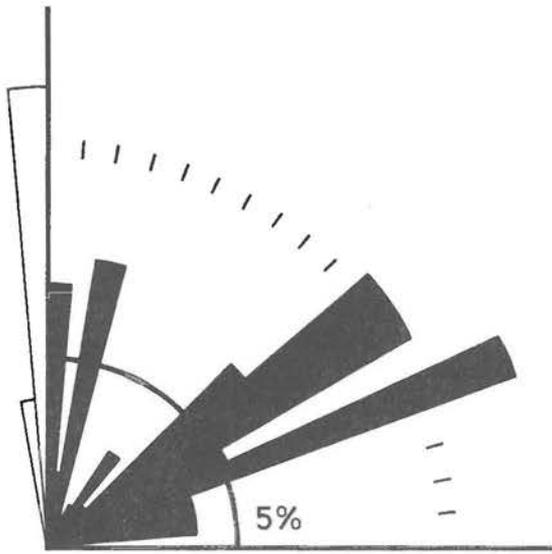


Abb. 10: Bruchrichtungsprogramm Biturg
($n = 71$ (2 Werte außerhalb des dargestellten
Gesamt-Bereiches) Gebietsmittelpunkt: R
25 35 350 H 55 42 650, Gebietsgröße:
17,5 x 17,5km).

scheitert an der zu geringen Bruchdichte dieser Regionen. Im Interesse einer für statistische Zwecke ausreichenden Datenbasis ist es dort nötig, die Gebietsgröße zu erhöhen. Das versuchsweise ausgewählte Areal der Trier-Luxemburger Bucht liegt in der Region Bitburg-Speicher-Welschbillig (Abb. 7) und umfaßt 17,5x17,5 Kilometer. Die tektonische Information basiert ebenfalls auf der von W.WAGNER zusammengestellten 1:100.000er Karte; in diesem Fall waren Kartierdaten von GREBE und von KRIEGER 1978 kompiliert worden. Im entsprechenden Störungs-Diagramm (Abb. 10) dokumentiert sich die Problematik derartig vergrößerter Untersuchungsgebiete. Die regionale Richtungsvariation macht sich in einer merklichen Verbreiterung der Maxima bemerkbar. Auffällig ist die Zwei-Teilung des rheinischen Maximums; es reicht sogar noch bis in die NNW-SSE-Richtung hinein, wodurch es erforderlich wurde, bei diesem Diagramm auch den Richtungsbereich zwischen 0 und 350° einzubeziehen. In der Auffiederung des Maximums in einen 350-5°- und einen 10-15°-Bereich bildet sich das Umschwenken des rheinischen Systems von der NNE-SSW- in die N-S-(bzw. NNW-SSE-)Richtung ab (Kap. I.2.c.). Tatsächlich liegt das Gebiet dort, wo die erwähnte Verbiegung des rheinischen Richtungssystems allmählich ausklingt. Analog dazu dokumentiert sich die nach Westen zunehmende E-W-Betonung des variszischen Richtungssystems (Kap. I.2.a., Abb. 6) in einer Verbreiterung des entsprechenden Maximums zu höheren Gradzahlen hin. Die mechanische Beanspruchung der Deckschichten dieser Region war relativ gering, die zusätzliche Anlage eigengesetzlich orientierter Kleinstörungen ist weitgehend unterblieben. Dementsprechend ist die Separation der drei Richtungssysteme in diesem Störungsdiagramm insgesamt noch relativ gut nachzuvollziehen. Die am stärksten belegten Gradbereiche liegen bei 355-15°, 45-60° und 65-70°.

I.4. Diskussion der Ergebnisse früherer Bearbeiter

Die unter Annahme einer post-variszischen Kompressionstektonik erstellte Strukturkarte von LUCIUS 1948 (Tafel IV) bildet 'Mulden-' und 'Sattel-Achsen' ab, die von mehr oder weniger ausgedehnten Störungszonen begleitet, z.T. auch geschnitten werden. Die 'Achsen'

wechsellern mehrfach ihren Verlauf; bei generellem NE-SW-Streichen schwenken sie über Teilstrecken bald in die rheinische, die diagonale oder die variszische Richtung ein. Dies soll am Beispiel der 'Mulde von Weilerbach' dargelegt werden. Sie ist das größte der von LUCIUS 1948 eingeführten und von zahlreichen Nach-Bearbeitern zitierten strukturellen Elemente des luxemburgischen Gutlandes und erstreckt sich von der Ortschaft Weilerbach im Sauerland in NE-SW-Richtung bis in die Region südlich Mersch, wo sie sich in zwei Teilmulden aufspaltet. Der südliche Teil setzt sich erst in NNE-SSW-, dann in NE-SW-Orientierung bis ins französisch-luxemburgisch-belgische Grenzgebiet fort. Auf deutschem Gebiet verzeichnete LUCIUS 1948 (Fig. 26) eine rheinisch ausgerichtete Verlängerung bis in die Nähe von Bitburg. Spätere Bearbeiter (SCHRÖDER 1952, NEGENDANK 1983) schlossen sich dieser Betrachtungsweise an. SCHRÖDER 1952 ermittelte ein erneutes Umschwenken der 'Muldenachse' im Nordosten und einen NE-SW-(diagonal)-gerichteten Verlauf bis in das Kylltal; dort deutet sich wiederum eine rheinische Ausrichtung an.

Daß es sich bei dieser 'Achse' um eine in genetischer Hinsicht einheitliche Struktur handelt, ist wenig wahrscheinlich. Auffällig ist, wie sehr deren Verlauf vom Stand der geologischen Kartierung abhängt. So konnte HURLER 1968 bei einer Revisionskartierung bei Weilerbach keinerlei Anzeichen für eine 'Mulden'-Struktur finden; ähnliches gilt für den Bereich des Schwarzen Ernz-Tales, dort ließen sich andere, i.w. rheinisch streichende Richtungselemente (beispielsweise die 'Müllertal-Mulde') nachweisen. Auch bei der Neu-Aufnahme des geologischen Blattes Mersch ergab sich eine wesentliche Komplizierung der bei LUCIUS noch recht homogenen 'Mulden'-Struktur (vergl. dazu DITTRICH 1984, Abb. 29).

Offensichtlich handelt es sich bei diesen 'Sattel-' und 'Mulden'-Achsen um künstliche Gebilde. Da die lokale Höhenlage eines Bezugshorizontes durch die interferierende Wirkung von Strukturen dreier Richtungssysteme kontrolliert wird, wechseln die 'Achsen' mehrfach ihren Verlauf, spalten auf, queren bedeutende Bruchlinien und setzen streckenweise gänzlich aus. Die von LUCIUS 1948 definierten Einheiten sollten daher aufgegeben werden. Eine tektonische Bestandsaufnahme, die ein von mehreren Richtungssystemen bestimmtes Schollenmosaik zugrundelegt und die einzelnen Systeme konsequent unterscheidet, führt zu weitaus verlässlicheren Ergebnissen. Auffällige Hoch- und Tieflagen sind dann durch eine Überlagerung von Horst- und Grabenstrukturen verschiedener Richtungssysteme zu erklären; auch kleinräumig schwankende Versatzbeträge weit durchhaltender Bruchlinien werden dadurch verständlich.

Beispiele für markante tektonische Elemente, die durch eine Interferenz von gleichrangigen Strukturen verschiedener Richtungssysteme zustande kamen, sind die Hochstruktur von Born und der horstartige Devon-Aufbruch der Deimlinger Mühle im Kyll-Tal.

Die Hochstruktur von Born, in deren Kern Buntsandstein-Schichten über dem Talniveau der Sauer ausstreichen, liegt in der Verlängerung der variszisch streichenden Schwelle von Blaschette-Born (vergl. Kap. I.2.a.). Der südöstliche Teil des «so2»-Ausbisses (nordöstlich von Born) zeichnet den diagonal streichenden Horst von Kayl-Syren-Newel nach (Kap. I.2.b.). Bezogen auf das rheinische Richtungssystem liegt der Buntsandstein-Aufbruch im westlichen Randbereich der Saargauer Grabenzone.

In Anlehnung an LUCIUS 1948 (S. 341), der eine Fortsetzung des 'Sattels von Born' im Naurather Horst annahm, beschrieb NEGENDANK 1983 (Abb. 12 u. 14) eine Verbindung zwischen

dem Buntsandstein-Ausbiß von Born und der Devonschwelle der Deimlinger Mühle. Als vermittelndes Element nannte er den Muschelsandstein-Horst bei Newel. Dies kann jedoch nur für den diagonal-kontrollierten Südost-Teil der «so2»-Hochlage bei Born gelten. Entscheidend für den Devonaufbruch der Deimlinger Mühle ist dessen Position auf der östlichen Grabenschulter der rheinischen Saargauer Grabenzone (Abb. 5). Eine östliche Fortsetzung der kleinen variszisch streichenden Hochstruktur von Hollenfels-Prettange-Fischbach (vergl. DITTRICH 1984, Abb. 29) kann ebenfalls zur Hochlage des Devons beigetragen haben.

Die in dieser Arbeit angeführte Deutung der gegenwärtigen Lagerungsverhältnisse als Resultat vertikaler Relativbewegungen verschiedener Krustenfelder und vornehmlich dehnender Beanspruchung der Deckschichten steht auch im Kontrast zur Anschauung von BERNERS 1985, der ebenso wie LUCIUS 1948 eine kräftige postvariszische Deformation der luxemburgischen Region annahm. Nach Ansicht von BERNERS sind kompressive Tendenzen und scheinende Horizontalbewegungen als prägendes Element des heutigen Bruchmusters anzusehen. Den bogigen, z.T. auch winkligen Verlauf von Verwerfungen führte er auf ein 'zwanghaftes Einbiegen in vorgegebene Schwächezonen' durch kompressiven Stress zurück (S. 251), 'Gefüge-Desorientierungen' in Photolineations-Karten von Satellitenbildern deutete er als Ausdruck starker horizontaler Bewegungskomponenten. Ein solches tektonisches Bild steht jedoch im Widerspruch zu den Beobachtungen. So handelt es sich bei den im mesozoischen Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht beobachteten Verwerfungen stets um Abschiebungen, Auf- oder Überschiebungen sind in keinem einzigen Fall nachgewiesen worden (alle Kartierberichte der Literatur, eigene Beobachtungen u. mündl. Mitt. Service Géologique du Luxembourg). Auch saigere Störungsflächen, die auf Horizontalverschiebungskomponenten hindeuten würden, sind bisher nicht bekannt geworden. Hinweise auf Horizontalbewegungen sind extrem selten. Sie beschränken sich auf einige schrägverlaufende oder horizontale Harnischflächen im Bereich der Süd-Eifel (vergl. KRIEGER 1978 u. NEGENDANK 1983).

BERNERS 1985 stützte sich bei seiner Interpretation auf einen in-situ-Spannungsmesswert von BAUMANN & ILLIES 1983 im südlichen Saargau, der einen (schwachen) kompressiven Stress in NW-SE-Richtung ausweist. Dem stehen zwei Meßwerte im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone und ein weiterer Wert bei Aachen gegenüber, die eine Dehnung anzeigen, wie sie für den Bereich des westlichen Rheinischen Schiefergebirges charakteristisch ist (AHORNER et al. 1983). Auch kamen zahlreiche Bearbeiter (u.a. KAISER 1968, KRIEGER 1978, NEGENDANK 1983) anhand von Kartier-Befunden zu dem Schluß, daß der Süd-Eifel-Raum durch eine generelle Dehnungstendenz in NW-SE-Richtung charakterisiert sei. Die Ergebnisse stehen also nicht miteinander im Einklang. Offenbar kann die im übrigen Deutschland existierende 145°-streichende kompressive Spannung (AHORNER et al. 1983) nicht ohne weiteres auf den Bereich des Untersuchungsgebietes übertragen werden.

In den von BERNERS 1985 angeführten 'Gefüge-Desorientierungen' bildet sich kein stärkeres postvariszisches Deformationsereignis ab, stattdessen liegt ein 'fossiles' variszisches Gefüge-Inventar vor, das sich durch die dünne Haut der mesozoischen Deckschichten durchpaust. Mögliche Bewegungen wurden durch die vorhandenen Anisotropierichtungen vorbestimmt. Sollte es im Rahmen des jüngsten Stressfeldes zu einer schwachen Anpressung gekommen sein, so können die dabei wirksamen Kräfte doch nicht als Entstehungs-Ursache der vorhandenen Strukturen gelten.

Auch BURTMAN 1979 hat auf diese Problematik hingewiesen. Er betonte, daß bei Vorhandensein eines «gesättigten, stationären Bruchnetzes», wie es für jeden älteren Kontinent

charakteristisch ist, bei einem Wechsel des angreifenden Spannungsfeldes keine wesentliche Änderung des strukturellen Inventars mehr zu erwarten ist, daß es nur noch zu einer Änderung der Verschiebungsrichtungen an den vorgegebenen Brüchen kommt. Dies heißt jedoch, daß aus der bloßen Existenz eines solchen Bruchnetzes noch keine Aussage über den aktuellen Beanspruchungsplan abzuleiten ist. Die im Untersuchungsgebiet vorhandene mosaikhafte Zerstückelung des Deckgebirges, die lokalen Zerrungen und Verstellungen wie auch die Vielfalt der Bruchstrukturen lassen sich ohne weiteres als Auswirkung variierender vertikaler Schollenbewegungen erklären.

Erst wenn ein gewisses Maß der Beanspruchung überschritten wird, kommt es im devonischen Sockel und damit auch in der z.T. recht spröden Deckgebirgshaut zum rupturrellen Spannungsausgleich. In Grenzfällen reagiert der unterlagernde Schiefergebirgs-Sockel noch plastisch, während sich im kompetenten Schichtstapel des auflagernden Buntsandsteins bereits Bruchstrukturen herausbilden (vergl. auch LUCIUS 1948, S. 346ff.).

Im strukturellen Inventar des Untersuchungsgebietes sind weitspannige Verbiegungen und engräumige Bruchzonen nebeneinander verwirklicht. Sowohl an der West-Abdachung des Hunsrücks als auch am Südrand der Ardennen besteht eine deutliche Schichtneigung zum Inneren der Trier-Luxemburger Bucht hin. Dies gilt für die mesozoischen Deckschichten ebenso wie für den unterlagernden devonischen Sockel. Auch innerhalb der Deckgebirgs-Schüssel lassen sich weiträumige Verbiegungen feststellen. Beispiele dafür sind die Schwelle von Blaschette-Born und die Siercker Schwelle. Diese beiden kilometerbreiten Aufwölbungszonen (vergl. Beschreibungen in LUCIUS 1948, IRRITZ 1966 u. v. HOYER 1967) stellen wahrscheinlich den kleinstdimensionierten Fall nicht durch rupturrelle Deformation geschaffener Hochlagen des Deckgebirges dar; engräumigere Struktur-Elemente sind demgegenüber maßgeblich von Brüchen bestimmt.

Alle Schicht-Verbiegungen werden zusätzlich von Bruchstrukturen überlagert. Dies gilt für den Ardennen-Südrand, die West-Abdachung des Hunsrücks und die Aufwölbungsstrukturen von Born und Sierck. Eine denkbare Erklärung wäre, daß sich darin zwei aufeinanderfolgende Beanspruchungsphasen abbilden. LUCIUS 1948 ging von einem Zerreißen zuvor angelegter 'Faltenstrukturen', insbesondere der 'Sattel'-Flanken, bei fortgesetztem kompressivem Stress aus. Stattdessen ist auch eine zwei-phasige Deformation mit überwiegend dehrender Beanspruchung möglich. Die zunächst bei vergleichsweise langsamen und großräumigen vertikalen Schollenrelativbewegungen gebildeten weitspannigen Verbiegungen wären danach bei einer neuerlichen Beanspruchung mit abweichender räumlicher Orientierung des angreifenden Kräfteplanes überprägt worden. Zwar verlaufen Verbiegungszonen und Bruchstrukturen in den meisten Fällen konform (vergl. LUCIUS 1948, S. 346), gelegentlich scheint sich jedoch anzudeuten, daß bei der jüngeren Deformationsphase in größerem Umfang diagonal streichende Strukturen mobilisiert wurden. Dafür spricht die starke Präsenz NE-SW-orientierter Bruchlinien im heutigen Kartenbild (Kap. I.2.b.) und die Ausrichtung der Kluftsysteme, die nach LOTZE 1933 als mechanische Vorläufer von Brüchen angesehen werden können (vergl. BERG 1965). Demgegenüber streichen die genannten Aufwölbungsstrukturen von Born und Sierck in ENE-WSW-Richtung. Im Falle der variszischen Hochstruktur von Sierck dokumentiert sich sogar ein (scheinbares) Abschneiden durch diagonale Bruchstaffeln; schon LUCIUS 1948 (S. 335) beschrieb das abrupte Ende des 'Siercker Sattels' an der 'Stromberg-Verwerfung' (vergl. auch Profilschnitt auf dem geol. Kartenblatt Remich von 1985).

II. Rekonstruktion der Beckenkonfigurationen in der oberen Trias

II.1. Einführung

Im folgenden wird dargestellt, in wieweit die in den vorhergehenden Kapiteln eingeführten Strukturen schon in früh-postvariszischer Zeit in Erscheinung getreten sind. Die Untersuchung konzentriert sich auf die Schichtglieder vom obersten Muschelkalk (Ceratitenschichten) bis zum oberen Rhät. Dieser Teilabschnitt der triadischen Abfolge wird in Hinblick auf die sich ändernden Beckenkonfigurationen ausgewertet. Anhand einer Rekonstruktion des Subsidenzmusters eines jeden Schichtgliedes werden die beckenkontrollierenden Struktur-Einheiten identifiziert und in ihrer Bedeutung gewichtet. Dies geschieht mithilfe der Analyse von Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen. Auffällige lithologisch-fazielle Gradienten, markante Fazies-Grenzen oder rasche, engräumige Mächtigkeitszunahmen innerhalb der epikontinentalen, größtenteils unter 'spiegelnahen' (s. KRIMMEL 1980) Sedimentationsbedingungen gebildeten Trias-Abfolge werden als Ausdruck synsedimentär mobiler struktureller Elemente des Untergrundes interpretiert und entsprechend registriert.

Es kann davon ausgegangen werden, daß auch die schwache Reliefierung des obertriadischen Beckenbodens (vergl. Kap. III.) auf eine Horst- und Grabengliederung des tieferen Untergrundes zurückging. Die Begriffe Schwellenzone bzw. Horst, Senke bzw. Graben, Flexur bzw. Bruchzone, die in ihrer Bedeutung nahezu fließend ineinander übergehen, können daher im folgenden nicht immer scharf unterschieden werden.

Die herkömmliche stratigraphische Gliederung der analysierten Schichtenfolge konnte nicht immer beibehalten werden. Bislang als homogene Einheiten angesehene Schichtglieder erweisen sich bei näherer Betrachtung z.T. als uneinheitliche Zeitspannen, in deren Verlauf die Beckenkonfiguration maßgeblich wechselte. Daher war es erforderlich, einige der altbekannten Kartier-Einheiten der luxemburgischen Trias näher zu untergliedern. Weitere stratigraphische Korrekturen ergeben sich aus dem Vergleich mit den Abfolgen des inneren Germanischen und Pariser Beckens.

Die resultierende Neu-Gliederung — anstelle von 10 stratigraphischen Einheiten sind es nunmehr 17 — ist in Tabelle 1 dargestellt.

II.2. Oberer Muschelkalk (mo)

II.2.1. Ceratitenschichten («mo2»)

Die oberen Partien des Oberen Muschelkalks (= Hauptmuschelkalk) werden in der neueren stratigraphischen Gliederung Luxemburgs (BINTZ et al. 1973) als 'Ceratitenschichten' («mo2») bezeichnet.

In der ost-luxemburgischen Beckenfazies steht dies für eine mehrere Zehner Meter (ca. 25-30m) mächtige Wechsellagerung von Karbonaten und Peliten. Bei den Karbonaten han-

LUCIUS 1948			BINTZ et al. 1973*			hier eingeführte Gliederung					
ko3	Rote Tone	RHAT	ko2	Oberer Rhät (Marnes de Levallois)		RHAT (Rhétien)	ko2	Oberes	Rhät	OBERER KEUPER	
ko1-2	Rhät-Sandstein u. schwarze Blättertone		ko1	Unterer Rhät (Rhétien inférieur)			ko1	Unteres		OBERER KEUPER	
km3	Steinmergelkeuper	GIPS- KEUPER o. HAUPT- KEUPER	km3	Steinmergelkeuper (Keuper à Marnolites compactes/ Marnes à Marnolites compactes)		MITTEL- KEUPER (Keuper moyen)	km3St3	Oberer	Stein- mergel- keuper	Oberer	MITTLERER KEUPER
km2	Rote Gipsmergel		km2	Rote Gipsmergel (Marnes rouges gypsifères)	Rote Gipsmergel- gruppe (Groupe à Marnes rouges gypsi- fères)		km3St2	Mittlerer		Mittel-	
			km2S	Schilfsandstein (Grès à roseaux)			km3St1	Unterer		keuper	
km1	Pseudomorphosenkeuper		km1	Pseudomorphosenkeuper (Marnes à pseudomorphoses de sel)			km3R	Rote Gipsmergel		Mittlerer	
ku2	Grenzdolomit	Myr- phorien- schichten	ku2	Grenzdolomit (Dolomie limite)		LETTEN- KOHLE (Keuper inférieur)	km2E	Elie-de-Beaumont-Dol.		Mittel-	
ku1	Bunte Mergel		ku1	Bunte Mergel (Marnes bariolées)			km2D	Dunkle Mergel		Mittel-	
mo3	Grenzschiefer	Haupt- muschel- kalk	ku1c	Basisschichten (Couches de base)			km2S2	Oberer	Schilfsandstein	keuper	
mo2	Nodosuskalk		mo2	Ceratitenschichten (Couches de ceratites)		km2S1	Unterer	keuper			
						km1P2	Oberer	Pseudo- morphosen- keuper	Unterer		
						km1P1	Unterer	keuper	Mittel- keuper		
						ku2G	Grenzdolomit		Oberer	UNTERER KEUPER/ LETTEN- KEUPER	
						ku2B	Bunte Mergel		Letten- keuper		
						ku1	Basisschichten		Unterer Letten- keuper	KEUPER	
						mo2C2	Oberer	Ceratitenschichten	OBERER MUSCHELKALK		
						mo2C1	Untere				

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung der oberen Trias in Luxemburg (*: Legende der neueren luxemburgischen geologischen Meßtischblätter).

delt es sich generell um Dolomite; sie sind Teil eines breiten dolomitischen Fazies-Saumes am ehemaligen West-Rand des Beckens. In südöstlicher Richtung läßt das Ausmaß der Dolomitierung nach, bei Waldwisse, in der saarländisch-lothringischen Grenzregion, dominieren bereits Kalksteine (vergl. Fig. 45 u. 47 in DEMONFAUCON 1982).

Die Gesteinsausbildung ist vielfältig. Typische marine Flachwassersedimente — glaukonitführende, schräggeschichtete Karbonatgesteine mit hohem Schill- und Ooid-Gehalt erscheinen neben sehr ruhig geschichteten fossilarmen ('steinmergelartigen') Dolomiten mit feinverteiltem Pyrit. Die Tongehalte wechseln sehr stark; zwischen reinen Peliten und Dolomiten mit Karbonatgehalten von weit über 90% finden sich alle Übergänge. Detaillierte Beschreibungen dieser Serien enthalten die Arbeiten KNAPP 1961, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982 und SCHRADER 1983.

Auffällig ist das gehäufte Auftreten zentimeter- bis dezimetergroßer Kavernen und Drusen, den Relikten ehemaliger Sulfatknollen (GITTINGER 1969, DITTRICH 1984). Im Kernmaterial von Tiefbohrungen (z.B. Profil Rebiery, vergl. Profilregister im Anhang) sind Gips- oder Anhydritkonkretionen erhalten geblieben; sie durchsetzen Glaukonit- und Trochitenführende Dolomite von zweifellos mariner Genese. Zumindest zeitweilig müssen also relativ hohe Salz-Konzentrationen geherrscht haben, die die Ausfällung von Sulfat und die Platznahme der Knollen im noch weichen Sediment ermöglichten.

Fossilien sind relativ selten. Die dokumentierte Fauna ist eine Auswahl sehr anpassungsfähiger euryhaliner Formen der marinen Lebensgemeinschaft. Es finden sich Muscheln, Brachiopoden, Schnecken, Fische und vereinzelte aquatische Reptilien (s. dazu LUCIUS 1948, ZELLER 1966, NEUMANN-REDLIN 1966, GITTINGER 1969, SCHNEIDERS 1986). Cephalopoden-Fossilfunde reduzieren sich auf wenige Einzelexemplare von Ceratiten (LUCIUS 1948, S. 58/9 u. 67/8) und *Germanonautilus* (THIELEN 1969, SCHNEIDERS 1986).

Gröberklastische terrigene Einschaltungen beschränken sich im wesentlichen auf den nordwest-luxemburgischen Bereich. Liefergebiet waren die Ardennen. Darauf deuten sowohl die Schwermineral-Assoziationen der Sande (ANTUN 1953, UNSÖLD 1970) als auch das Materialspektrum der Geröll-Komponenten (vergl. etwa WAGNER 1982, SCHNEIDERS 1986). Konglomerate sind im Luxemburger Gebiet selten, Sandsteine mit wechselnder Geröllführung dominieren.

Im obersten «mo2» erlangten sandige Sedimente eine auffällig weite Verbreitung ('Gilsdorfer Sandsteinfazies'). DITTRICH 1982 und SCHNEIDERS 1986 gliederten sie als 'Sandige Ceratitenschichten' ('mo2s') aus, auf dem geologischen Meßtischblatt (Nr. 8; s. auch DITTRICH 1984) wurden sie als 'Sandige obere Ceratitenschichten' ('mos') dem liegenden Oberen Muschelkalk ('mo') gegenübergestellt. Es sind dickgebankte, oft auch schräggeschichtete dolomitische Sandsteine oder sandige Dolomite mit einem hohen Anteil feinerer Muschelschill-Komponenten. Vereinzelt eingestreute, gut gerundete Gerölle bestehen aus Milch-Quarz und dunkelgrünem, typisch ardennischen Quarzit. Muschel- oder Brachiopodenpflaster, Schwermineralseifen, prielartige Rinnen, Ooide, Glaukonit-Anreicherungen und eine charakteristische Korngrößenverteilung dokumentieren einen randmarinen, (sub-)litoralen, relativ hochenergetischen Ablagerungsraum (vergl. auch UNSÖLD 1970, WAGNER 1982,

DITTRICH 1982 u. 1984, Barth et al. 1984, SCHNEIDERS 1986, BAUM 1989, MÜLLER 1989). Eine Vorschüttung des Sandmaterials von Nordwesten her dokumentieren die generell stark streuenden Schrägschichtungsmessungen (THIELEN 1969, UNSÖLD 1970, SCHNEIDERS 1986, BAUM 1989). UNSÖLD 1970 betonte die z.T. recht deutlich ausgeprägte Bipolarität der Meßwerte (vergl. auch THIELEN 1969). WAGNER 1982 und BARTH et al. 1984 hoben ebenfalls Gezeiten-Merkmale der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' heraus¹⁾. Im äußersten Nordwesten des Untersuchungsgebietes ist der litorale Charakter der obersten Ceratitenschichten vergleichsweise wenig entwickelt, marine Aufbereitungs- und Sortierungsprozesse spielten nur noch eine untergeordnete Rolle. Schlecht sortierte Fein- bis Grob-Sandsteine dominieren. Dies gilt für das Profil der Bohrung Ell wie auch für Teilabschnitte des Hondsgriecht-Profiles. In der Bohrung Everlange dokumentiert sich das nahe Festland durch zahlreiche zentimeterlange Pflanzenhächsel und einige größere Pflanzenstengel.

In den Sandigen Ceratitenschichten bei Boevange beschrieben GITTINGER 1969 (S. 32) und SCHNEIDERS 1986 eine 'Zellendolomitfazies'. Sie ist geprägt durch lagig angereicherte, millimeter- bis zentimetergroße Kalzit- oder Dolomit-Drusen. Es sind Residuen ehemaliger Sulfat-(und ggf. auch Magnesit-)Knötchen, wie sie im Kernmaterial der Tiefbohrungen Mersch (DITTRICH 1984) und Rebierg in unverwitterter Form auftreten. Eine solche Fazies ist auch für andere Profile der west-luxemburgischen mo-Randfazies charakteristisch (Abb. 11 u. Tafel 2). Die genannten evaporitischen Minerale stehen in auffallendem Kontrast zum Glaukonit- und Schill-Gehalt des umgebenden Gesteins. Dies ist folgendermaßen zu deuten. Geringste Schwankungen des Meeresspiegels hatten in der äußerst schwachreliefierten Küstenlandschaft entlang des Gallisch-Ardennischen Festlandes erhebliche Auswirkungen. Breite Küstenstriche wurden überflutet oder allmählich trockengelegt. Bei starkem Wind wurde das Salzwasser weit landwärts getrieben. Die Folge war eine erhebliche Imprägnation des primär unter nur schwach salinaren Milieu-Bedingungen abgelagerten Strandsaumes mit hochsalinaren Karbonaten (Dolomit u. Magnesit) und Sulfaten (Gips u. Anhydrit). Ähnliches ist heute in den Küsten-Sebkhas des Persischen Golfes zu beobachten (vergl. PURSER 1973, DITTRICH 1982 u. Kap. II.4.1.2. u. II.4.1.3.).

Zahlreiche Faziesmerkmale des oberen Hauptmuschelkalkes Luxemburgs und der Süd-Eifel — wie etwa die Sulfatgehalte, die frühdiagenetischen Dolomitmikrite, die Fossil-Armut und die erwähnte evaporitische Imprägnation des Uferbereiches — deuten darauf hin, daß es sich um einen relativ ruhigen und hochsalinaren Ablagerungsraum in der Randregion eines Meeres handelte. Marine, lagunäre und hypersalinare Faziesmerkmale treten nebeneinander auf. Dennoch wurden bei der Milieu-Interpretation in vielen Fällen die aus dem inneren Germanischen Becken bekannten Gegebenheiten übernommen. So lehnt etwa der von KNAPP 1961 für die tieferen Ceratitenschichten der Süd-Eifel verwendete Begriff 'Tonplatten-Schichten' an den für die Sedimente tieferer Schelfbereiche des Muschelkalk-Meeres geprägten Begriff 'Tonplatten' an. Dem ist entgegenzuhalten, daß das Vorkommen mikritischer Karbonate, feiner Parallelschichtung und einer schlecht sortierten (fein-)detritischen Komponente nicht zwin-

¹⁾ GITTINGER 1969 (S. 32/3) deutete die Fazieszonierung der sandigen oberen Ceratitenschichten als Abbild eines ehemals ENE-WSW-ausgerichteten, weit in das marine Becken hineinreichenden Schüttungskörpers im Vorfeld eines Festlandszuflusses ('Gilsdorfer Sandsteinzug'). Diese Interpretation ist jedoch unzutreffend; sie geht auf eine fehlerhafte Auskartierung des 'Gilsdorfer Sandsteins' durch LUCIUS 1949 (geol. Bl. Diekirch, Nr. 6) zurück. Die betreffenden Sedimente sind Teil eines klastischen Randsaumes entlang des ardennischen Hinterlandes (Kap. II.2.1.1. u. II.2.1.2.).

gend auf eine paläogeographische Position unterhalb der Wellenbasis hindeutet, sondern ebensogut einer geschützten küstennahen Lagune zugeschrieben werden kann (vergl. RÖHL 1986). Dafür spricht die paläogeographische Position des luxemburgischen Sedimentationsraumes. Im Süden wurde er durch die Schwellenzone von Sierck abgeriegelt. Dies dokumentiert eine hochenergetische Flachwasserfazies mit Ooiden und Schill-Detritus (DEMONFAUCON 1982). Nördlich davon begann ein schmaler Meeresarm, gebunden an das strukturelle Element der Eifeler Nord-Süd-Zone (vergl. auch WURSTER 1964 u. 1968, ZIEGLER 1982 etc.). Am Nord-Ende dieser Meeresstraße, in den reliktsch erhaltenen Hauptmuschelkalk-Vorkommen der Nord-Eifel (Maubach-Mechernicher Trias-Dreieck), erscheint ebenfalls eine flachmarine, hochenergetische oolithische Schwellenfazies (SCHRADER 1983). Offenbar war der Sedimentationsraum der Süd-Eifel und des luxemburgischen Gutlandes eingefaßt durch Schwellenzonen im Norden und im Süden. Die aus der Lothringer Region bekannten Auffüllungssequenzen des Oberen Muschelkalks (vergl. DURINGER 1982) lassen sich nördlich der Siercker Schwelle nicht mehr nachweisen (DEMONFAUCON 1982, SCHRADER 1983).

Die Fossilarmut erschwert die bathymetrische Einordnung des luxemburgischen Sedimentationsraumes. Sicher ist jedoch, daß es sich um ein ruhiges, niederenergetisches Milieu handelte (DEMONFAUCON 1982). Bei SCHRADER 1983 finden sich zu diesem Problem widersprüchliche Angaben. Der 'Mikrofaziestyp 4', wie er gemeinsam mit homogenen Mikriten des 'Mikrofaziestyps 5' in den Ceratitenschichten Luxemburgs auftritt, wurde als stark umkristallisierter, ehemals mikritischer onkoid-führender Dolomit charakterisiert, gebildet im Milieu einer ruhigen, flachmarinen Plattform. Die unlösliche detritische Komponente dieser Karbonate wurde hingegen anhand ihrer Korngrößenverteilung als unterhalb der Wellenbasis gebildetes Schelfsediment klassifiziert.

Die von SCHRADER 1983 beschriebenen Onkoide und die bereits erwähnten Sulfate können als typisches Merkmal eines relativ flachen lagunären Ablagerungsraumes gelten. Die vereinzelt Ooide wurden wohl bei gelegentlichen Ingressionen aus der Region der Siercker Schwelle angeschwemmt, sofern sie nicht — ebenso wie die Onkoide — als Stillwasser-Bildungen (s. dazu Laborversuche zur Ooid-Genese, z.B. von MONTY & VAN LAER 1984) oder als benthische In-situ-Bildungen hypersaliner Mikrobenmatten (vergl. DUNAJTSCHIK et al. 1989) gewertet werden können. Die Glaukonit-Partikel, die Cephalopoden-Schalen und die in einzelnen Exemplaren auftretenden Seelilien-Stielglieder sind wohl zum größten Teil verdriftetes Material der im Norden und Süden angrenzenden normalmarinen Beckenareale.

In den besser durchlichteten und durchströmten Randbereichen, wo die Süßwasser-Zufuhr vom Hinterland eine gewisse Kompensation der hochkonzentrierten und damit relativ lebensfeindlichen Milieu-Bedingungen mit sich brachte, konnte sich eine artenarme und individuenreiche Meeresfauna erhalten (s. auch SCHNEIDERS 1986). Im tonigen Substrat des Beckeninneren hingegen bestanden weniger günstige Lebensbedingungen für benthonische Organismen; in den entsprechenden Gesteinen dominiert eine feine Parallelschichtung, Lebensspuren sind vergleichsweise selten (HARY 1974).

Die Verhältnisse in Luxemburg ähneln denen der süddeutschen Beckenrandbereiche. Auf der relativ schwach abgesenkten Region des Moldanubikums (s. dazu WURSTER 1963, KRIMMEL 1980) erscheint dort die (Schwellen-)Fazies des 'Trigonodus-Dolomites' (MERKI 1961, EMMERT 1964, GEYER & GWINNER 1986). Sie enthält eine stark verarmte marine

Fauna, stenohaline Fossilien wie Cephalopoden (Ausnahme: *Germanonautilus*) und Echinodermen fehlen. Typisch für den 'Trigonodus-Dolomit' des Schweizer Jura sind Rauhwackelagen und gehäuft auftretende zentimeter- bis dezimetergroße Kavernen und Drusen als Relikte ehemaliger Sulfatgehalte (MERKI 1961). Auch Algenmattenrelikte treten auf (GEYER & GWINNER 1986). Die Parallelen zum luxemburgischen Bereich sind offensichtlich. Selbst die für den 'Trigonodus-Dolomit' namengebende Muschel *Trigonodus sandbergeri* ALBERTI konnte hier nachgewiesen werden (LUCIUS 1948, UNSÖLD 1970), ebenso die typische Schnecke *Loxonema* (GITTINGER 1969; bei Nennig). Der im Untersuchungsgebiet merklich erhöhte Anteil an Tonzwischenlagen ist der größeren Nähe der Hinterländer und einem stärkeren Antransport feiner Tontrübe zuzuschreiben.

II.2.1.1. Stratigraphische Neubewertung der Ceratitenschichten

Die beschriebene 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' des höheren Hauptmuschelkalkes erstreckt sich auffallend weit nach Osten. Zwischen dem Rodbachtal im (Süd-)Westen und Bettendorf im (Nord-)Osten ist sie nahezu gleichartig ausgebildet. Damit steht sie in markantem Gegensatz zur ardennischen Randfazies älterer Schichtglieder, die i.w. auf Nordwest-Luxemburg beschränkt bleibt. Noch in der Region östlich des Alzette-Tales treten im 'Gilsdorfer Sandstein' zentimetergroße Geröll-Komponenten auf (LUCIUS 1948, S. 68 u. 79/80; KÖHLE 1968, MAYER 1968, BAUM 1989).

Eine gesteigerte Materialzufuhr von den Ardennen und eine regressive Entwicklung, bei der die vorherige Beckenkonfiguration beibehalten wurde, reicht als Erklärung nicht aus. Selbst im äußersten Nordwesten des Untersuchungsgebietes, in den Bohrprofilen Ell und Everlange und im Bachriß-Profil Hondsgriecht, sind die Sandsteine des oberen Hauptmuschelkalkes noch als marin beeinflusste Sedimente zu erkennen. Es erscheinen Echinodermenreste (Everlange), Schill und Glaukonitkörner (Everlange u. Hondsgriecht), Fischreste und Costatorien («Myophorien-»)Pflaster (Hondsgriecht) wie auch Bohrgänge in Geröllen (Ell). Sedimentmerkmale wie Schwermineral-Seifen, Spreitenbauten (Everlange) und eine intensive evaporitische Verkittung und Verkrustung (insbesondere im Ell-Profil) vervollständigen das Bild eines randmarinen bzw. litoralen Ablagerungsraumes. Gegenüber liegenden Schichteinheiten des Hauptmuschelkalkes dokumentiert sich ein stark verändertes Faziesmuster.

Auch im Inneren des luxemburgischen Beckenraumes kam es im «mo2» zu einer tiefgreifenden Veränderung der Paläogeographie (vergl. Profiltafeln von KNAPP 1961, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982, SCHRADER 1983 u. WAGNER 1984). Die niederenergetische Stillwasserfazies der 'Tonplatten-Schichten' ('faciès argilo-carbonaté' bei DEMONFAUCON 1982), die im unteren «mo2» noch die gesamte Süd-Eifel-Region einnahm und nach Süden bis Wellen reichte, wurde im mittleren «mo2» in südlicher Richtung zurückgedrängt. Stattdessen kam es zur Ausbildung einer typischen Flachwasserfazies mit Ooiden, Schill-Lagen und Schrägschichtung ('Oberer Dolomit' bei KNAPP 1961). In Süd-Luxemburg zogen sich die letzten Ausläufer der Schwellenfazies von Sierck ('faciès d'épandage oolitique' bei DEMONFAUCON 1982 u. COUREL et al. 1984) ins unmittelbare Umfeld der Siercker Schwelle zurück, nördlich davon bildete sich eine Übergangsfazies von relativ kompakten Dolomitabfolgen heraus.

Es dokumentiert sich eine Diskontinuität innerhalb der Ceratitenschichten. Dies sollte auch bei der stratigraphischen Gliederung berücksichtigt werden. Ansätze dazu finden sich bereits bei KNAPP 1961 — in der Süd-Eifel und im nördlichen Saargau unterschied er die 'Tonplatten-Schichten' vom 'Oberen Dolomit' — und GITTINGER (1964 u. 1969), der im Bereich der unteren Sauer und des nördlichen Saargaus die 'Ceratitenschichten' i.e.S. ('mo2 α ') von den 'Grenzschichten' ('mo2 β ') abtrennte. In beiden Fällen war jedoch lediglich ein Teilbereich der Trier-Luxemburger Bucht bearbeitet worden. Eine umfassende stratigraphische Neu-Gliederung der Ceratitenschichten, die auch die Gegebenheiten der nordwest-luxemburgischen Randfazies mit-einbezieht, ist bisher nicht vorgelegt worden.

In neueren Untersuchungen wurde die 'Zwei-Phasigkeit' des «mo2» vernachlässigt. SCHRADER 1983 (Abb. 138) und COUREL et al. 1984 (Fig. 8) versuchten, das Faziesmuster der Ceratitenschichten in einem einzigen, stark vereinfachten Sedimentationsmodell zu erklären. Daß es innerhalb dieser Zeitspanne zu einem Wechsel der Beckenkonfiguration kam, wurde nicht berücksichtigt.

In dieser Arbeit wird eine stratigraphische Zwei-Teilung des «mo2» eingeführt. Ein 'mo2C1' ('Untere Ceratitenschichten') wird einem 'mo2C2' ('Obere Ceratitenschichten') gegenübergestellt (Tab. 1).

Zur Abgrenzung der beiden Abschnitte des mo2C ist es notwendig, den Umschlag der Beckenkonfiguration in den unterschiedlichen Faziesbereichen des Untersuchungsgebietes zu ermitteln.

In den nordwestlichen Randbereichen gelingt dies vergleichsweise leicht. Eine weit nach Westen hin vorgeifende geringmächtige Dolomitsequenz an der Basis der Sandigen Ceratitenschichten hebt sich dort deutlich von der Abfolge des tieferen Hauptmuschelkalkes ab. Unter der Bezeichnung 'Nodosusdolomit' ist dieser Horizont von zahlreichen Bearbeitern der Randfazies beschrieben und in seiner faziellen Sonderstellung hervorgehoben worden (s. dazu LUCIUS 1941 u. 1948, UNSÖLD 1970, WAGNER 1982, SCHNEIDERS 1986). Er gilt als Höhepunkt der marinen Transgression des mo-Meeres über die Randregion des Gallisch-Ardennischen Festlandes im Westen. Durch den Fossil- und Glaukonitgehalt als marine Ablagerung gekennzeichnet, bildet er in den faziell sehr wechselhaften und schwer einzustufenden Serien der Randfazies einen wichtigen Leithorizont. Dieser 'Nodosusdolomit' markiert den paläogeographischen Wechsel zu Beginn des mo2C2. Erst danach setzte allmählich die Vorschüttung ardennischen Sedimentmaterials und die Bildung der Sandigen Ceratitenschichten ein.

Die bei bisherigen Bearbeitungen gezogene Grenze mo2/mo2s (Ceratitenschichten/Sandige Obere Ceratitenschichten; mo/mos in der Legende des geol. Blattes Mersch) kann nicht mit der Grenze mo2C1/mo2C2 gleichgesetzt werden. Es handelt sich vielmehr um eine Faziesgrenze, die in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus einsetzt. Die sandige Fazies beginnt teils erosiv, mit rinnenhafter Einschneidung in das Liegende (Profil Essingen-Nord, Tafel 2), in ruhiger, konkordanter Auflagerung (Profile Schankengriecht, Abb. 11, u. Mersch, Tafel 2) oder unter Ausbildung von Zyklen, in denen die Einschüttungen von Sand von marinen Rekurrenzen unterbrochen wurden (Profil Colmar-Pont, Tafel 2).

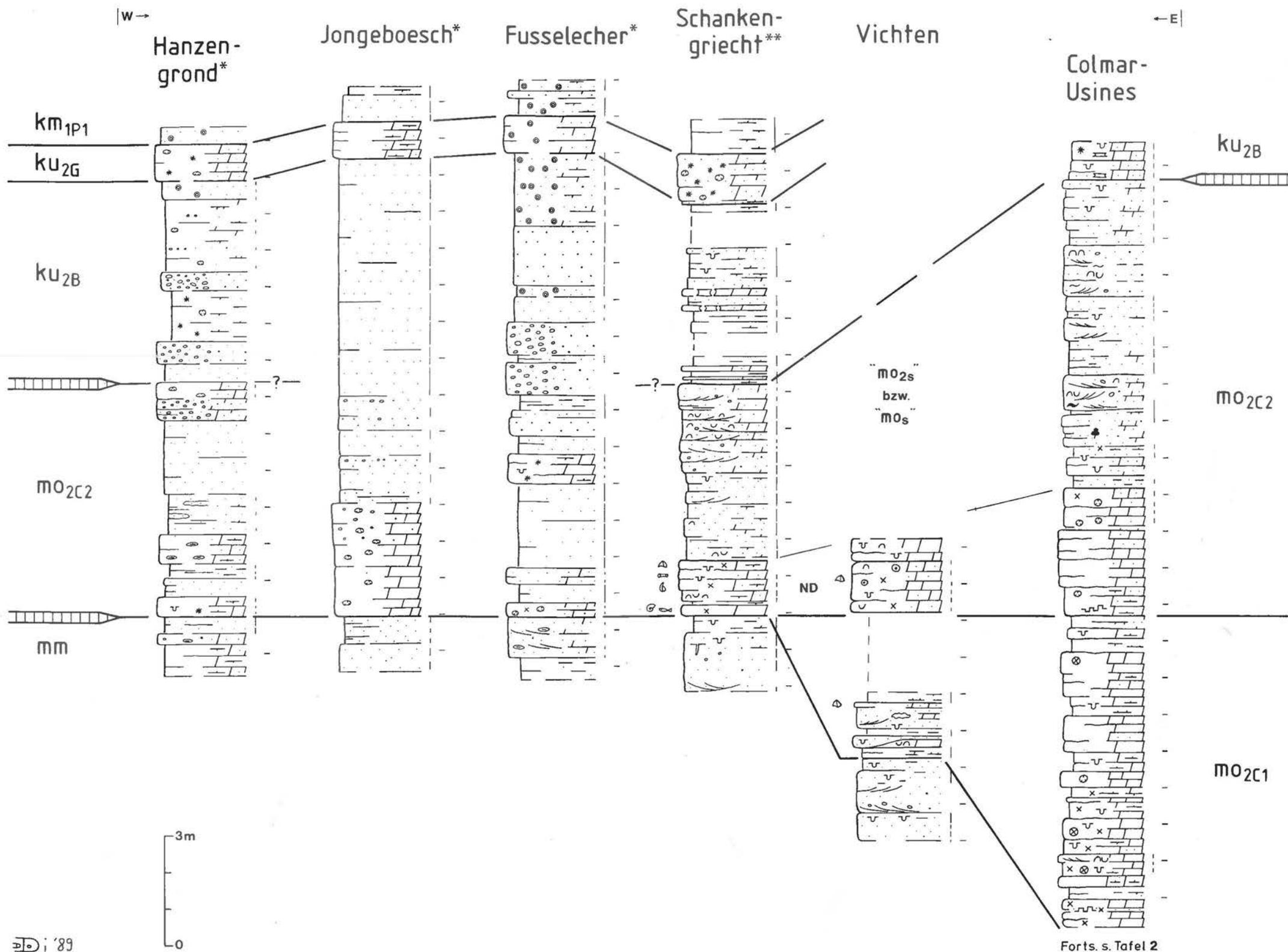
Die Identifizierung der Grenze mo2C1/mo2C2' in den Profilen der Beckenfazies ist schwieriger.

Nach der Profil-Parallelisierung der Abb. 3 in DITTRICH 1984 ist sie wohl am Top einer weiträumig durchhaltenden Mergelabfolge zu ziehen (s. auch Tafel 2). Eine wesentliche Orientierungshilfe bei der Parallelisierung war hier eine charakteristische, horizontbeständige Leitbank innerhalb des mo2C2-Paketes; zur genannten Mergelabfolge erscheint sie in konstantem vertikalem Abstand. Es handelt sich um einen glaukonit- und fossil-führenden Dolomit, dessen helle Grundfarbe von rötlichen, violetten und braunen Flecken und Schlieren überlagert wird. Die Sand- und Tongehalte schwanken, gelegentlich treten auch zentimetergroße Drusen auf. Die charakteristische Pigmentierung resultiert wohl aus der unregelmäßig-schlierigen Untermischung färbenden terrigenen Tonmaterials im Karbonat, entstanden durch Bioturbation (SCHNEIDERS 1986). Nach Süden (Tafel 2: Profile Colmar-Pont, Essingen-Nord, Rouschtbaach) schaltet sich unmittelbar unterhalb des «mos» ein zweiter derartiger Leit-horizont ein. Nach Nordwesten hin spielen bunt gezeichnete Dolomite bzw. dolomitische Sandsteine eine zunehmende Rolle. SCHNEIDERS 1986 betonte, daß der 'Nodosusdolomit' im Nord-Teil seines Arbeitsgebietes generell mit zahlreichen Wühlgefügen durchsetzt, glaukonit-führend und rötlich marmoriert sei. Ähnliches beschrieb UNSÖLD 1970 aus der Region westlich von Ettelbruck. Offenbar handelt es sich bei dieser Art der Gesteinsausbildung um ein Charakteristikum des Ufersaumes, das zu bestimmten Zeiten weit in das Beckeninnere vordringen konnte. Eine regressive Entwicklung klingt an, die sich in der Ablagerung der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' fortsetzte und mit der vollständigen Emersion dieser Beckenteilbereiche (s. Kap. II.4.3.1.) endete. Auch östlich der Alzette, im Bereich des mittleren Sauertales, ist ein solcher Horizont beschrieben worden (LUCIUS 1941 u. 1948: zwischen Mertzig u. Diekirch; KNAPP 1961: Referat Mitt. LUCIUS 1959: zw. Reisdorf u. Bettendorf; MAYER 1968: am Haereberg/Diekirch; KÖHLE 1968: südwestlich Hoesdorf u. am Fouerberg/nordwestlich Bettendorf). Selbst in der Süd-Eifel, bei Brecht und Oberweis, tritt er noch auf (KNAPP 1961). Als horizontbeständige, vermutlich isochrone Leitbank bietet er einen Anhaltspunkt bei der weiträumigen Parallelisierung der mo2C1/mo2C2-Grenze (vergl. dazu die weit außerhalb des Merscher Blattgebietes gelegenen Profile Niederberg, Tafel 3, u. Everlange, Tafel 2).

Hinweise auf die biostratigraphische Position der mo2C1/mo2C2-Grenze in Luxemburg ergeben sich aus einem Fund von *Ceratites (Progonoceratites) armatus* cf. *armatus* PHILIPPI in den Sandigen Ceratitenschichten dicht über dem 'Nodosusdolomit' bei Vichten. UNSÖLD 1970 folgerte daraus, daß der Höhepunkt der marinen Transgression nicht jünger als die *nodosus*-Zone sein könnte, als möglichen Zeitraum nannte er die *postpinosus*-, *enodis*- oder *laevigatus*-Zone.

Die Parallele zum Germanischen Becken ist offensichtlich. Dort wird der maximale Vorstoß des mo-Meereres gegen die südlichen Beckenränder der *cycloides*-Bank γ zugeschrieben, was

Abb. 11: Profile des stratigraphischen Grenzbereiches Muschelkalk/Keuper in Nordwest-Luxemburg (Daten-Quellen: vergl. Profil-Verzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/23; ND: «Nodosusdolomit», *: nach WAGNER 1982, **: nach SCHNEIDERS 1986).



2550

der *enodis*- bzw. *laevigatus*-Zone entspricht. Bemerkenswert ist, daß die *cycloides*-Bank γ die stratigraphische Grenze zwischen den Unteren und Oberen *nodosus*-Schichten bildet, sie leitet die Oberen *nodosus*-Schichten ein (BACHMANN & GWINNER 1971, Abb. 5). GEYER & GWINNER 1986 (Abb. 40) ordneten diesem stratigraphischen Niveau die Grenze Oberer Muschelkalk 2/Oberer Muschelkalk 3 zu. Denkbar wäre, daß die paläogeographische Umstellung, auf die die Abtrennung der genannten stratigraphischen Einheiten zurückgeht, ebenso wie in Luxemburg durch die Modifikation des Absenkungsmusters innerhalb des Beckens bedingt wurde. Anhaltspunkte dazu lassen sich aus den von GEYER & GWINNER 1986 (Abb. 40 u. 41) publizierten Profilschnitten durch den baden-württembergischen Hauptmuschelkalk ablesen. Oberhalb der *cycloides*-Bank γ tritt eine durch schwach erhöhte Mächtigkeiten und eine modifizierte Fazies nachgezeichnete Spezialsenke bei Schwäbisch Hall nicht mehr in Erscheinung, stattdessen bildete sich ein Mächtigkeitsmaximum in der Gegend von Rottweil heraus. Insofern weist einiges darauf hin, daß es im zeitlichen Wechsel Untere/Obere *nodosus*-Schichten beckenweit zu einer Veränderung des Absenkungsmusters kam (vergl. auch Kap. II.2.1.2.). Auch die Ergebnisse einer multistratigraphischen mo-Zyklengliederung in Nord- und Mitteldeutschland (RÖHL 1988) lassen auf einen Umschwung der Beckenkonfiguration schließen; das hier diskutierte stratigraphische Niveau — der Wechsel Mittlere/Obere Ceratitenschichten ('Tonhorizont γ ') — fällt dort mit der Grenze zwischen zwei Großzyklen (4./5. Zyklus 2. Ordnung, vergl. dazu RÖHL 1988, S. 144 u. Abb. 73) zusammen.

Die biostratigraphische Einstufung der ost- und südost-luxemburgischen mo-Serien anhand von Conodonten-Zonen (DEMONFAUCON 1982) erleichtert die Parallelisierung der Grenze mo2C1/mo2C2 bis in die Moselregion. Mit hoher Wahrscheinlichkeit — dies ergibt sich aus vergleichenden Betrachtungen zur Mächtigkeitsrelation mo2C1/mo2C2 und aufgrund bankstratigraphischer Korrelationen — fällt sie mit dem Wechsel der Biozonen V und VI zusammen. Dieser ist in den Profilen Syrbiert/Mertert (Tafel 2), Moersdorf und Echternach am Top einer (durch eine dezimeter-mächtige Dolomitbank zweigeteilten) Mergelsuite zu fixieren (DEMONFAUCON 1982). Dies steht in Einklang mit den bereits aus Mittel- und Nordwest-Luxemburg beschriebenen Gegebenheiten.

II.2.1.2. Subsidenzmuster der Ceratitenschichten

Unter dem Eindruck der raschen Mächtigkeitsreduktion des tieferen Hauptmuschelkalles hatte LUCIUS 1948 (Fig. 15) für den gesamten mo eine rheinisch (NNE-SSW) ausgerichtete westliche Beckengrenze angenommen. Dies gilt sicherlich nicht für die Oberen Ceratitenschichten. Deren Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen deuten auf eine sensible Nachzeichnung der WSW-ENE-streichenden Ardennen-Südrandzone. An die Stelle rheinisch orientierter Beckengrenzen traten variszisch ausgerichtete; weite Regionen südlich des Ardennenrandes wurden als Meeresbecken neu erschlossen.

Ein grundlegender Wechsel der Sedimentationsbedingungen war bereits von SCHNEIDERS 1986 herausgestellt worden. Während sich im basalen Hauptmuschelkalk der Randfazies östlich des Rodbach-Tales noch ein wechselhaftes litorales Milieu dokumentierte, ist im 'Nodosusdolomit' (dem unteren mo2C2) eine weiträumig ausgeglichene flachmarine Karbonatsedimentation zu verzeichnen, bei der die Nähe des Festlandes lediglich durch wechselnde Feinsand-Gehalte abgebildet wurde. Im unteren Teil des Hauptmuschelkalles beobachtete

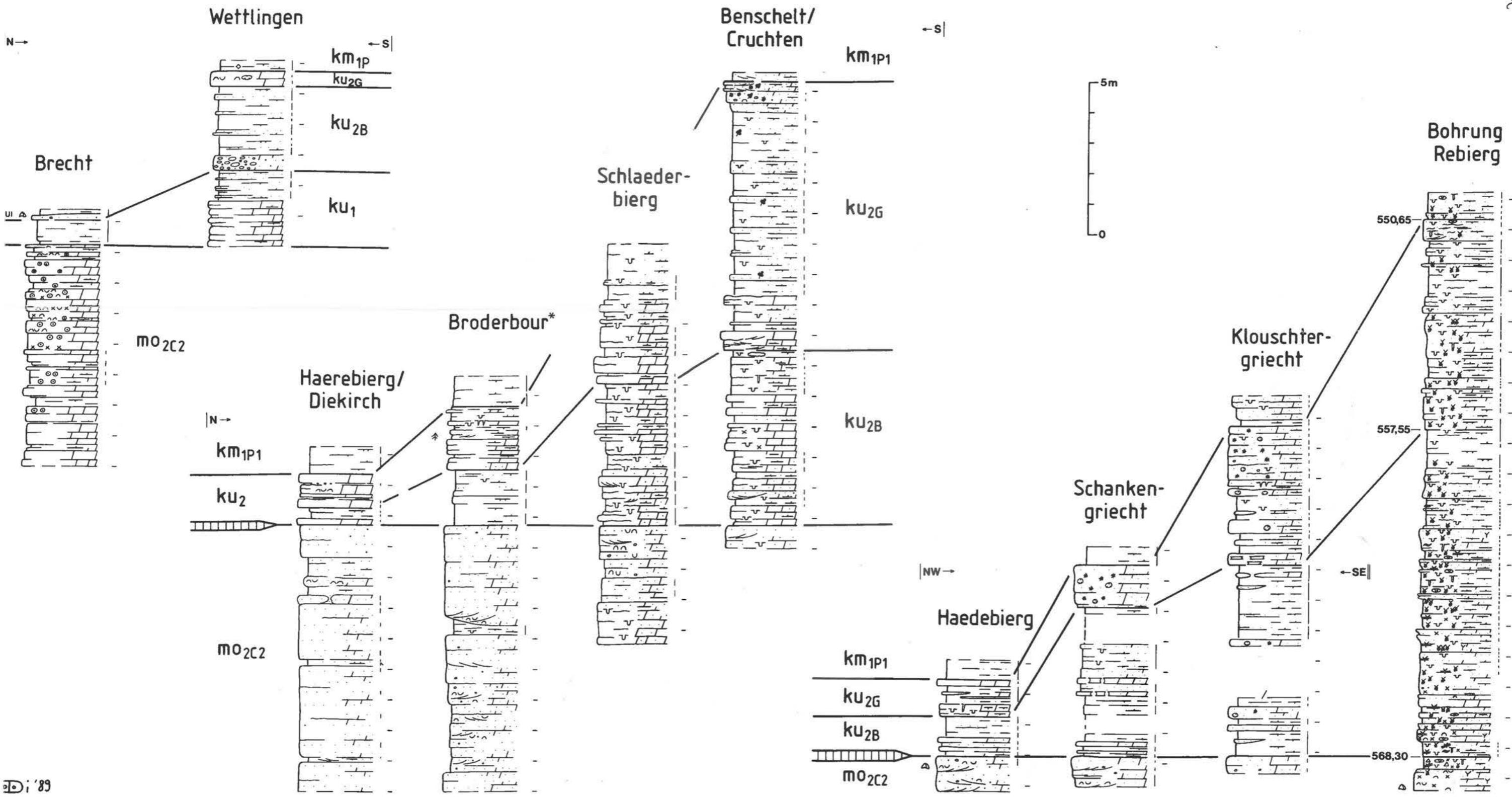
SCHNEIDERS 100-130°-streichende Rinnenbildungen. Die Deutung, daß es sich dabei um Entwässerungskanäle handelt, die senkrecht auf einer 10-40°-ausgerichteten Küstenlinie verliefen, liegt nahe. So zeigen auch die Abfolgen des basalen Hauptmuschelkalkes in den Profilen der Routgriecht im Südsüdwesten und dem Profil der Sandgrube Mertzig im Nordnordosten eine in Fazies und Mächtigkeit gleichartige Ausbildung. Die Linien der Isopie verliefen hier offenbar in rheinischer Richtung. Entsprechend keilen die unteren mo-Serien zwischen der Routgriecht im Ostüdosten und der Schankengriecht im Westsüdwesten gänzlich aus, während der auflagernde 'Nodosusdolomit' auf diese Distanz nur wenig an Mächtigkeit verliert (s. auch Abb. 11: Profile Vichten u. Schankengriecht).

In den Serien des mo2C2 dokumentiert sich eine synsedimentäre Mobilität variszisch streichender Richtungselemente. So trat etwa die 'Peckelshaff-Linie', eine WSW-ENE-orientierte Bruch- bzw. Flexurzone der Ardennen-Südrandzone (Kap. I.2.a.), in deutlicher Weise in Erscheinung. Die erwähnte sekundäre Evaporit-Imprägnation der sandigen Strandsedimente der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' beschränkt sich beispielsweise auf die Region südöstlich dieser Linie. Im Profil Boevange-Bissen (Tafel 2) dokumentieren eine relativ hohe Mächtigkeit der Sandigen Ceratitenschichten, die geringere Korngröße sowie die Seltenheit von Geröllen und die höheren Ton-, Dolomit-, Glaukonit- und Biogen-Gehalte der Sandsteine die strukturelle Situation eines relativ stark absinkenden Beckenteilbereiches. Selbst in den — ebenfalls südlich der Peckelshaff-Linie gelegenen — Randprofilen der Hondsgriecht und der Bohrungen Ell und Everlange (Tafel 2) erschienen noch deutlich marine Faziesmerkmale (Kap. II.2.1.1.). Interessant ist auch die von SCHNEIDERS 1986 registrierte Häufung von Schüttungsrichtungen um 80°, möglicherweise kontrolliert durch variszisch streichende morphologische Elemente. Ein Einfluß auf die Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen ist auch für die variszische Struktureinheit der Warktal-Linie nachzuweisen. Unmittelbar nordwestlich bzw. westlich dieser Bruchlinie endet die typische Ausbildung der Sandigen Ceratitenschichten. Nennenswerte marine Einflüsse wie etwa eine evaporitische Verkittung oder eine mechanische Aufbereitung der Festlandssedimente fehlen, der Top der Muschelkalk-Serien ist nicht mehr befriedigend abzugrenzen (Profile Hanzengrund, Fusselecher, Jongeboesch, Abb. 11). Die vereinzelt auftretenden Dolomitmäntel von geringer lateraler Reichweite sind episodischen Tümpeln im oberen Strandbereich zuzuordnen.

Im Profil Hanzengrund ist die Abgrenzung mo/ku noch unter Vorbehalt möglich (Abb. 11). Insofern nimmt dieses weit nordwestlich gelegene Randprofil eine Sonderstellung ein. Schon während des höheren Mittleren Muschelkalks war es hier zur Ausbildung eines außergewöhnlich mächtigen konglomeratischen Dolomithorizontes gekommen (vergl. WAGNER 1982). Ähnliches gilt für das Bohrprofil Ell (Tafel 2); auch dort liegt der obere mm in einer mächtigen dolomitisch-evaporitischen-geprägten Fazies vor. Der Schluß auf ein interferierendes rheinisches Strukturelement liegt nahe; durch eine geringfügig verstärkte Senkungstendenz hätte es in den beiden (NNE-SSW-angeordneten) Profilpositionen einen besseren Zugriff marin-lagunärer Wasser auf die Strandregion ermöglichen können. Hinweise auf eine solche strukturelle Interferenz bestehen auch in nachfolgenden Schichtgliedern.

Auch im Osten des Untersuchungsgebietes dokumentiert sich im mo2C2 eine deutlich gesteigerte Mobilität variszisch streichender Richtungselemente. Vertikale Schollenrelativbe-

Abb. 12: Profile des stratigraphischen Grenzbereiches Muschelkalk/Keuper am Südrand der Ardennen (Daten-Quellen: vergl. Profil-Verzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/23; Ul: *Unionites letticus*, *: nach BAUM 1989).



wegungen entlang der Ardennen-Südrandzone beendeten das überwiegend von rheinischen Richtungselementen bestimmte Regime des mo2C1. Dies läßt sich aus den Faziesmustern des unteren und oberen «mo2», wie sie von KNAPP 1961, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982, SCHRADER 1983 und WAGNER 1984 beschrieben wurden, ableiten. War die gesamte Süd-Eifel-Region zuvor noch Teil einer an die rheinische Eifeler Nord-Süd-Zone gebundenen 'Tiefenzone', so bildete sich nun in der westlichen Süd-Eifel eine hochenergetische Flachwasserfazies heraus. Die Region des 'Beckentiefsten' (vergl. dazu auch GITTINGER 1969) erstreckte sich nur noch auf den schmalen Bereich zwischen der Ardennen-Südrandzone im Norden und der bedeutenden variszischen Bruchzone Konz-(Oberdonven-)Uebersyren (-Sanem) im Süden (s. Fig. 7 in COUREL et al. 1984 u. Abb. 3).

Eine synsedimentäre Mobilität der Bruchlinie Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(-Sanem) dokumentiert sich sowohl in den Unteren als auch in den Oberen Ceratitenschichten. Im mo2C1 trennte sie die von DEMONFAUCON 1982 eingeführte 'faciès argilo-carbonaté' des Mertert-Profiles von der 'faciès d'épandage oolitique' des Profils Ehnen. Eine genauere Lokalisierung dieses Überganges ergibt sich aus dem von WAGNER 1984 abgebildeten N-S-Profil; eine Abfolge vom Typ 'Tonplatten-Schichten' geht dort auf der Höhe von Wellen in die geschlossene Dolomitsequenz des 'Hartsteinlagers 4' über. Die 'Hartstein-Fazies' muß nach WAGNER als Bildung einer flachen und hochenergetischen Beckenteilzone gelten. Während des mo2C2 trennte die genannte Bruchzone eine Region mit zahlreichen Tonmergel-Einschaltungen (Profil Mertert) von einer vergleichsweise tonfreien Dolomitfazies (Profil Ehnen). In den Conodonten-Zonen (COUREL et al. 1984, Abb.4) dokumentieren sich die nach Süden hin abnehmenden Mächtigkeiten.

Die Aktivität der Ardennen-Südrandzone während der Oberen Ceratitenschichten zeichnet sich besonders deutlich im Profil Wallendorf (KNAPP 1961, DEMONFAUCON 1982, Fig. 69) ab. Der Wechsel zwischen einer tonig-dolomitischen Stillwasserfazies und einer hochenergetischen Flachwasserfazies mit Ooiden und Trochiten fällt dort in etwa mit dem Wechsel der Conodontenzonen V und VI zusammen (Fig. 4 in COUREL et al. 1984). Eine hochenergetische, relativ kompakte Dolomit-Fazies des mo2C2 findet sich auch in den Süd-Eifel-Profilen Bettingen-Messerich, Oberweis und Brecht. Im Brecht-Profil erlaubt die Existenz eines der beschriebenen bunt-melierten Leit-Horizonte des tieferen mo2C2 eine Abschätzung der Mächtigkeits-Verhältnisse. Bis zur Basis des Unterkeupers erscheinen dort 3,4 Meter glaukonit-, schill- und ooidführende Flachwasserdolomite (Abb. 12). In Hinblick auf die Mächtigkeiten entspricht dies den Gegebenheiten, wie sie in Nordwest-Luxemburg jenseits der Warktal-Linie, d.h. im unmittelbaren Umfeld der heutigen Oesling/Gutland-Grenze zu erwarten sind.

Die 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' ist in den genannten Süd-Eifel-Profilen nicht mehr ausgebildet. SCHILLINGS 1986 erwähnte im Gebiet Peffingen-Halsdorf-Schankweiler ebenfalls keinen sandig ausgebildeten oberen Hauptmuschelkalk. Die Sandfazies der Oberen Ceratitenschichten klingt etwa im Bereich des Our-Tales aus. Während im Profil Niederbiurg bei Gentingen noch erhebliche Sandgehalte auftreten, beschränken sich detritische Komponenten im Reisdorf-Profil (Tafel 3) überwiegend auf die Silt-Fraktion, in den Profilen entlang des Weißen Ernz-Tales (z.B. Bohrung Ermsdorf) fehlen sie. HURLER 1968 erwähnte, daß sich der «Sand-

Körper» bei Reisdorf anhand von Lesesteinen noch bis zum Heiberg südlich von Wallendorf-Pont durchverfolgen ließe. Im westlichen Nachbargebiet beschrieb THIELEN 1969 die allmähliche Entwicklung der Sandsteinfazies aus einer Sandsteinbank im höheren «mo2» durch die zunehmende Versandung des Muschelkalk-Tops nach Westen hin. Es dokumentiert sich die enge Bindung dieser Sandfazies an das variszisch streichende Strukturelement der Ardennen-Südrandzone.

Eine Breite des klastischen Randsaumes am Gallisch-Ardennischen Festlandes von etwa 30 Kilometern, wie es SCHRADER 1983 annahm, ist bei weitem zu hoch angesetzt. Anders als von COUREL et al. 1984 (Fig. 8) in einem Faziesmodell der Ceratitenschichten dargestellt, kann der östliche Teil der Sandsteinfazies, also die 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' im engeren Sinne, nicht mehr dem westlichen Randsaum zugerechnet werden. Sie ist vielmehr eine Litoralfazies am Hochgebiet der Ardennen im Norden (Abb. A/22).

Die Tatsache, daß die 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet ausklingt, weist darauf hin, daß das Hochgebiet im Norden gegen Osten an Bedeutung verliert. Ein Einfluß der rheinischen Depression der Eifeler Nord-Süd-Zone liegt nahe. So liegen auch die genannten Süd-Eifel-Profile Wallendorf, Oberweis, Bettingen-Messerich und Brecht allesamt westlich der Westrand-Störung der Echternacher Grabenzone, d.h. außerhalb des engeren Bereichs der Eifeler Nord-Süd-Zone (vergl. Kap. I.2.c.). Östlich dieser Strukturlinie (Tafel 1d u. Abb. 5) bestanden auch in den höheren Oberen Ceratitenschichten marin-lagunäre Stillwasserbedingungen; im Profil Bitburg-Nord liegt der mo2C2 in einer 'Tonplatten-Schichten'-ähnlichen Gesteinsausbildung vor (vergl. SCHRADER 1983). Im oberen Teil des mo2C2 treten bei Bitburg Sandgehalte auf, die nicht aus Westen herzuleiten sind, da in den Profilen der westlichen Süd-Eifel die 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' bereits von nahezu sandfreien Flachwasserdolomiten abgelöst wurde. Offenbar bestand eine zusätzliche Materialzufuhr aus nördlicher, nordwestlicher oder nordöstlicher Richtung. Dies unterstreichen auch die erheblichen Tongehalte im oberen Hauptmuschelkalk der Echternacher Region (Profil Tull, Monsanto, Bohrung Echternach; Tafel 3), die deutlich höher sind als in den Profilen, die der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' unmittelbar vorgelagert sind (z.B. Profile Gaybach, Bollendorf), in denen also die distale feinklastische Komponente der ardennischen Material-Schüttungen zu erwarten ist.

Eine zusätzliche (Sand- und) Ton-Zufuhr durch die Eifeler Nord-Süd-Zone ergab sich auch aus einer Tonmineral-Untersuchung von WAGNER 1982. In (glaukonitführenden) mo-Peliten der ostluxemburgischen Beckenfazies fanden sich Kaolinit-Gehalte von bis über 50%, die nicht von den nordwest-luxemburgischen bzw. belgischen Ardennen bezogen werden konnten, da in den entsprechenden Peliten der westlichen Randfazies Kaolinit eine untergeordnete Rolle spielt. WAGNER 1982 schloß daher auf eine Zufuhr detritischer Kaolinite von einem Kontinent im (Nord-)Osten.

Auch GITTINGER 1969 unternahm eine Untersuchung der 'Vertonung' des oberen Hauptmuschelkalkes. Anhand von 9 Datenpunkten zwischen Diekirch im Nordwesten und Nennig im Südosten erstellte er eine Isolinien-Karte der prozentualen Mächtigkeit von Ton- bzw. Mergelserien an der Gesamtmächtigkeit der luxemburgischen Ceratitenschichten. Es bestehen jedoch zwei wesentliche Schwachpunkte. Zum einen ist die Zahl der Datenpunkte zu gering, zum anderen war durch eine fehlerhafte Abgrenzung der Muschelkalk-Serien nicht immer gewährleistet, daß sich die Prozentwerte auf ein vergleichbares stratigraphisches Stockwerk bezogen; bei Grevenmacher

etwa wurden die Tonfolgen des basalen Unterkeupers mit-einbezogen (s. auch Tafeln des «mo2» bei GITTINGER 1969). Auch blieben die in den mehr oder weniger stark tonigen Dolomiten 'verborgenen' Ton-Anteile unberücksichtigt.

Ein weiterer Hinweis auf eine Aktivität des rheinischen Strukturelementes der Eifeler Nord-Süd-Zone bezieht sich auf die östliche Teil-Grabenzone, die Grabenzone des Saargaus (Abb. 5). Die Oberen Ceratitenschichten im Gebiet Saarburg-Wincheringen-Nittel, wie sie von HEITTELE 1964 in einem Typusprofil dargestellt wurden (Profil Saargau, Tafel 3), weichen deutlich von den bereits skizzierten Flachwasserdolomiten der Region Ehnen-Nennig-Remich ab. Tonmergel-Zwischenlagen spielen eine erhebliche Rolle, die Fazies ähnelt der der 'Tonplatten-Schichten' von KNAPP 1961. Es hat den Anschein, daß sich die auf Luxemburger Gebiet südlich der Bruchlinie Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(-Sanem) ausgebildete Flachwasserfazies nach Osten nicht bis in das Gebiet der Saargauer Senkungszone fortsetzt. Ein gleichartiges Subsidenzmuster, in dem eine variszischen Schwellenzone am Westrand der Saargauer Senkungszone ausklingt, ist auch in den nachfolgenden 'Basisschichten' des unteren Keupers nachzuweisen (Kap. II.4.3.1.).

Auf Tafel 7/2 sind die dargelegten Ergebnisse zum Subsidenzmuster der Unteren und Oberen Ceratitenschichten schematisch angedeutet. Dabei basiert der Strukturplan des mo2C1 auf einer relativ geringen Daten-Grundlage; er soll lediglich einen Eindruck über die Beckenstruktur vor dem Beginn des mo2C2 vermitteln.

Eine Durchsicht der Mächtigkeits- und Faziesverteilungen zeigt, daß die Beckenentwicklung des süddeutschen Oberen Muschelkalkes ähnlich wie in Luxemburg ablief. KRIMMEL 1980 stellte das Subsidenzmuster der 'Fränkischen Grenzschichten' dem des vorhergehenden oberen Muschelkalkes gegenüber. In den jüngeren Serien zeichnete sich eine verstärkte Aktivität variszisch streichender Richtungelemente ab, die zuvor in etwa gleichberechtigten rheinischen Elemente hatten an Bedeutung verloren. Da der Schwerpunkt der KRIMMELschen Untersuchungen auf den Serien des Keupers lag, war die strukturelle Analyse des Muschelkalk-Beckens mit vergleichsweise 'grobem Raster' ausgeführt worden. Bei genauerer Betrachtung ergeben sich Anhaltspunkte dafür, daß die maßgebliche Rolle variszischer Richtungelemente nicht erst mit dem Beginn der 'Fränkischen Grenzschichten', also am Ende des Hauptmuschelkalkes einsetzte. Während in der Struktur-Skizze des 'Oberen Muschelkalks' von KRIMMEL 1980 (Abb. 45) die (rheinisch streichende) 'Schwäbische Senkungszone' als beckengestaltendes Element deutlich hervortritt, zeichnet die Abbildung 42 in GEYER & GWINNER 1986 ein ganz anderes Bild. Darin verläuft die nördliche Verbreitungsgrenze des 'Trigonodus-Dolomites', einer Sonderfazies der mittleren und höheren *semipartitus*-Schichten, parallel zur Grenzlinie Moldanubikum/Saxothuringikum, d.h. sie quert die 'Schwäbische Senkungszone' ebenso wie die Südgrenze der 'Fränkischen Grenzschichten'. Insofern ist anzunehmen, daß es schon vorher zu einer stärkeren Aktivierung variszischer Richtungelemente kam. Nach den Darstellungen in GEYER & GWINNER 1986 (vergl. dazu auch Kap. II.2.1.1.) müßte dieser Umschwung der Beckenkonfiguration im zeitlichen Wechsel Untere/Obere *nodosus*-Schichten (bzw. Oberer Muschelkalk 2/Oberer Muschelkalk 3) stattgefunden haben.

II.3. Der stratigraphische Grenzbereich Muschelkalk/Keuper

Einzel-Exemplare von *Ceratites dorsoplanus* PHILIPPI (gefunden bei Vichten: LUCIUS 1948) und *Ceratites levalloisi* BENECKE (THIELEN 1969) sind die jüngsten aufgefundenen Leitfossilien des Oberen Muschelkalks. Beide entstammen den Sandigen Ceratiten-schichten der nord(west)-luxemburgischen Randfazies; eine stratigraphische Reichweite dieser Serien bis in die *semipartitus*-Zone wäre damit möglich.

Nach oben hin mehren sich die Merkmale eines allmählich trockenfallenden, subaerisch exponierten Strandbereiches. Die evaporitische Imprägnation des Supratidalbereiches im Zuge eines oszillierenden Meeresspiegels, wie sie bereits aus dem unteren und mittleren Teil dieses Schichtgliedes beschrieben wurde (Kap. II.2.1.), ist insbesondere am Top der Sandstein-Serien nachzuweisen. Die Gesteine sind durchsetzt mit den Relikten ehemaliger Sulfatknötchen, sie sind stellenweise stark dolomitisch verkittet und von heller, oft auch buntmelierter Farbe; häufig erscheinen auch dolomitische Krustenbildungen (UNSÖLD 1970, WAGNER 1982, DITTRICH 1984, SCHNEIDERS 1986; Tafel 2).

Nicht in allen Profilen des Muschelkalk/Keuper-Grenzbereiches ist eine solche Imprägnation ausgebildet. Dies kann an der differentiellen Absenkung des Beckenbodens liegen (Kap. II.2.1.2.). Andererseits ist wohl auch davon auszugehen, daß die Strandregion des ausgehenden Oberen Muschelkalks keine völlig ebene Fläche sondern eine durch flache Anhöhen und Senken reich gegliederte Küstenzone war. Nach dem Abklingen der hochenergetischen Bedingungen, unter denen es zur Ausbildung von eingetieften Strömungsrinnen, zur Anhäufung von Schillbrekzien, zu erheblicher Aufarbeitung und zu einer 'Politur' von Geröll-Oberflächen durch die wiederholte Umlagerung (WAGNER 1982) kommen konnte, hatte die Formungskraft des Milieus abrupt nachgelassen. Die höher liegenden Areale gerieten in die Position des Supratidals, der Stoffbestand und das primäre Gefüge der Sedimente wurden dementsprechend frühdiagenetisch überprägt. In den Bohrprofilen Everlange und Rebiery (Tafeln 2 u. 3) sind die Relikte einer intensiven, evaporitisch geprägten Bodenbildung relativ gut erhalten geblieben. Ähnliches ergibt sich aus der kleinräumigen Parallelisierung von weiter beckenwärts gelegenen mo2C2-Profilen. Es zeigt sich, daß auch in tektonisch relativ gleichwertigen Beckenteilzonen die Mächtigkeit der Sandsteinfazies variiert. Die Grenze mo/ku schwankt im Bereich einiger Dezimeter bis hin zu 1 oder 2 Metern; eine evaporitische Überprägung der oberen Sandsteine bleibt auf die Regionen erhöhter mo2C2-Mächtigkeiten beschränkt.

Im höheren mo2C2 zog sich das Meer in die tieferen Teilzonen des Beckens zurück. Dort persistierten marine Milieubedingungen wahrscheinlich bis zum Beginn des Keupers. Eine genaue Bestimmung der biostratigraphischen Reichweite der mo2C2-Serien ist allerdings schwierig. Da Funde von Cephalopoden-Resten äußerst selten sind, kommt eine Ceratiten-Stratigraphie nicht in Frage. Die Situation ähnelt der des nordwestdeutschen Raumes. Auch dort macht eine faziell stark veränderte, relativ fossilarme dolomitische Abfolge des oberen Hauptmuschelkalkes eine lithologische Identifikation der Muschelkalk/Keuper-Grenze erforderlich, gestützt durch vereinzelte Muschel-Fossilfunde (vergl. DUCHROW 1968 u. 1984). Die entsprechenden Bezugshorizonte bewertete SCHRÖDER 1977a als 'homochrome' Elemente, die für eine 'provinzialchronologische' Gliederung gut geeignet seien. In Nordwest-

Deutschland wie auch in Luxemburg handelt es sich um einen relativ Tethys-fernen Randbereich des Muschelkalk-Beckens. In Luxemburg ist nicht nur der obere Teil des Hauptmuschelkalkes, sondern der gesamte Muschelkalk in Dolomitfazies ausgebildet.

Conodonten (vergl. DEMONFAUCON 1982) ermöglichen eine genauere stratigraphische Einordnung des ost-luxemburgischen Oberen Muschelkalkes. Es bestehen Hinweise auf eine höhere stratigraphische Reichweite, als sie bisher durch Funde von *Ceratites nodosus* (BRUGIÈRE) belegt worden war. So treten in den mittleren bzw. höheren Ceratitenschichten bei Wallendorf, Echternach, Moersdorf und Mertert Conodonten-Formen auf, die im obersten Muschelkalk Hessens und des Thüringer Beckens vorkommen. Auch die Conodonten-Zone VII als jüngste der von KOZUR 1968 ausgeschiedenen biostratigraphischen Einheiten war in Luxemburg nachzuweisen. Nach KOZUR 1968 und einer Tabelle in DEMONFAUCON 1982 (Fig. 23) gehört sie in die Discoceratitenzone, d.h. in den höheren Teil des Oberen Hauptmuschelkalkes des inneren Germanischen Beckens ('mo3'). Nach oben hin setzen die Conodonten aus, in den mehrere Meter mächtigen Dolomit-Mergel-Abfolgen bis zur lithologischen Muschelkalk/Keuper-Grenze fehlen weitere stratigraphischen Anhaltspunkte.

Ein Beispiel ist das Syrbiereg-Profil bei Mertert (vergl. Abb. 4 in COUREL et al. 1984 u. Tafel 2). Oberhalb der Conodontenzone VI, die nach DEMONFAUCON 1982 in den beginnenden Oberen Hauptmuschelkalk (Partie supérieure du Muschelkalk supérieur 'mo3') bei MÉGNIEN 1980, Fig. 3.2.) zu stellen ist, verbleiben immerhin noch 12 Meter nicht-ingestufte mo-Serien. Die Annahme, daß darin die oberen Biozonen des Oberen Muschelkalkes enthalten sind, liegt nahe, auch wenn *Discoceratites semipartitus* DE MONTFORT im luxemburger Raum bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Das Mertert-Profil liegt in der relativ stark subsidenten Teilzone des mo2C2-Beckens zwischen der Ardennen-Südrandzone im Norden und der Bruchlinie Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(Sanem) im Süden. Dementsprechend ist dort ein kontinuierlicher fazieller Übergang Muschelkalk/Keuper zu beobachten (vergl. auch GITTINGER 1969, S. 36), eine Emersion dieser Region ist wenig wahrscheinlich.

Anders sind die Beobachtungen im Areal südlich bzw. südwestlich der genannten Bruchlinie. Dort schließt der Obere Muschelkalk häufig mit einer Schillbank ab ('Grenzlumachelle'), dem Abbild einer paläogeographischen Schwellenposition (NEUMANN-REDLIN 1966, GITTINGER 1969; Kap. II.4.3.1.). Zwischen Niederdonven und Gostingen beschrieb NEUMANN-REDLIN 1966 20-30m breite und sehr flache Rinnen, verfüllt mit Schill, Fischresten und kantigen Dolomitgeröllen. Er deutete sie als Relikt ehemaliger Spülrinnen im sich verflachenden Meer des ausgehenden Oberen Muschelkalkes. Eine Schichtlücke im Muschelkalk/Keuper-Grenzbereich ist hier nicht auszuschließen.

II.4. Unterer Keuper

Bei der Neu-Aufnahme der Trias Ost-Luxemburgs durch den 'Arbeitskreis Luxemburg' der Universität Tübingen (GOOS et al. 1966) wurde der Unterkeuper in drei Einheiten unterteilt, die 'Sandig-dolomitischen Basisschichten', die 'Bunten Mergel' und den 'Grenzdolomit'. Diese Dreigliederung wurde auch in die Legende der seit 1971 erscheinenden neuen geologischen Karten Ost-Luxemburgs (Maßstab 1:25.000) übernommen, die 'Sandig-dolomitischen Basisschichten' erhielten dort das Symbol 'ku1 α ' und die verkürzte Bezeichnung 'Basisschichten' ('Couches de base'; BINTZ et al. 1973; Tab. 1).

II.4.1. Charakterisierung der traditionellen Schichtglieder

II.4.1.1. Basisschichten («ku1 α »)

Das petrographische Erscheinungsbild der Basisschichten ist vielfältig. Es erscheinen Sandsteine ('Lettenkohlsandsteine'), Dolomite und Mergel in regional stark wechselnden Profil-Anteilen.

Ebenso variieren die Milieu-Hinweise.

Die dichten, frühdiagenetisch entstandenen Dolomite (SCHRADER 1983) mit ihren auf ehemalige Sulfat-Einschlüsse hinweisenden Kavernen und Drusen belegen ein lagunäres Milieu. BERNERS 1985 klassifizierte die Dolomite als 'mudstones' und beschrieb darin Intraklasten, onkoidische Komponenten und 'birdseyes'. GITTINGER 1969 erwähnte ein 'Algenriff' in «ku1 α »-Dolomiten des Syrbiert-Profiles bei Mertert (Tafel 3). HEITELE 1964, IRRLITZ 1966 und SCHYNS 1977 wiesen Glaukonit im 'Lettenkohlsandstein' nach (vergl. auch SCHILLINGS 1986). An Fossilien fanden sich *Costatoria (Myophoria) goldfussi* (ALBERTI), *Unionites letticus* (QUENSTEDT) und andere Muschel-Formen, *Cyzicus (Euestheria) minuta* (Von ZEITEN), *Lingula tenuissima* BRONN, zahlreiche Fischreste (Schuppen, Zähne, Knochen) sowie Farne (u.a. *Danaeopsis marantacea* PRESL) und Equiseten (Angaben aus GREBE 1892, LUCIUS 1941 u. 1948, GITTINGER 1964 u. 1969, HEITELE 1964, GOOS 1965, GOOS et al. 1966, IRRLITZ 1966, WILLE 1966, WIBOWO 1967, HURLER 1968). Anreicherungshorizonte von Wirbeltierresten deuten auf ein sehr unbeständiges chemisches Milieu und gelegentliche Episoden tiefgründiger Sediment-Aufwirbelung. GITTINGER 1969 (S. 39) registrierte eine geringe Eisen- und Mangan-Anreicherung in einem dieser Kondensationshorizonte. Wurzelböden als terrestrische Merkmale treten lediglich im oberen Teil der Basisschichten auf. HAUDE 1967 lieferte eine genauere Beschreibung der Durchwurzelungsspuren im Top-Sandstein der Basisschichten in der Region Canach-Ehnen. Ähnliches wurde von mir in Echternach (Profil Tull, Tafel 3) und einer Baugrube in Bollendorf beobachtet. Die durchwurzelten Schichten sind dort beige-graue bzw. beige-grüne siltige dolomitische Schluffsteine. GITTINGER 1969 (S. 40) erwähnte, daß mit dem Vorkommen von Wurzelböden ein deutlicher Trend zu Rot-Tönen in den Tonmergeln einhergeht.

Die Sandsteine der Basisschichten sind meist ebenflächig geschichtet, häufig auch feinsplattig ausgebildet, Schrägschichtung tritt nur selten auf, Rinnen wurden nicht beobachtet. Auffällig sind die stark wechselnden Karbonatgehalte der 'Lettenkohlsandsteine', es bestehen alle Übergänge zwischen dolomitischem Sandstein und mehr oder weniger sandigem Dolomit.

Das Komponentenspektrum wird beherrscht von Quarz-Glimmer-Assoziationen (i.w. bis 20%, selten bis 40% Glimmer). Die Korngrößen schwanken im Silt- bis Mittelsand-Bereich, lediglich WIBOWO 1967 erwähnte Grobsandsteine. Der Unterschied zu den Sandsteinen des 'Nordischen Keupers' (WURSTER 1964) im inneren Germanischen Becken mit ihrem frischen, grauwacke-ähnlichen Komponentenspektrum ist offensichtlich (vergl. HÄUSSER & KURZE 1975, SCHRÖDER 1977a). In Luxemburg und dem Saargau tritt Feldspat nur selten auf, Gesteinsbruchstücke fehlen (BAUMANN 1964, SCHRÖDER 1964, WALTER 1965, IRLITZ 1966, WIBOWO 1967 etc.). Eine Herkunft dieser Klastika, bei denen es sich um das aufbereitete Korngut älterer Sedimentgesteine handelt, aus dem Umfeld der variszischen Massive von Ardennen und Eifel liegt nahe, darauf deutet das Vorkommen der Sandsteine im südlichen Vorfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone.

Es dokumentiert sich ein sehr flachgründiger marin-lagunärer Randbereich, in dem gelegentliche (sturminduzierte) Hochenergie-Ereignisse, Phasen starker Eindampfung oder auch weitgehender Aussüßung durch fluviatile Wässer ihre Spuren hinterließen. Fluvial zugeführte Sande mischten sich mit dem Karbonatschlamm des Beckenbodens. Die eingelagerten Pflanzenreste, Blattfragmente und Sporen, sind eingeschwemmte detritische Komponenten aus dem Hinterland. Die stark variierenden Tonmineral-Assoziationen des «ku1 α » der Süd-Eifel-Profile Bettingen-Messerich und Bitburg-Nord (BOCK 1981, SCHRADER 1983) unterstreichen den steten Wechsel zwischen brackisch-marinen, marinen und hypersalinaren Milieubedingungen.

Die stark variierende Gesteinsausbildung der Basisschichten erschwert deren Abgrenzung vom Oberen Muschelkalk. In verschiedenen Beckenarealen wurden oft recht unterschiedliche Kriterien verwendet.

In der Nord-Eifel (Irnicher Berg) trennten MULLER et al. 1977 die 'Unteren Dolomite' des unteren Keupers vom liegenden Muschelkalk nach dem Einsetzen von *Costatoria* («*Myophoria*») *goldfussi* (ALBERTI) ab. Unter- und oberhalb dieses Horizontes erscheinen dort schill- und glaukonithaltige siltig-feinsandige Dolomite. Eine so hohe Bewertung des stratigraphischen Leitwertes von *Costatoria goldfussi* steht in Konflikt mit den Befunden in Luxemburg und Lothringen. So umriß MAUBEUGE 1964 die stratigraphische Reichweite dieser Muschelart in Lothringen vom Top der 'Couches à nodosus' bis weit in den Mittleren Keuper hinein. Auch aus den Beschreibungen von LUCIUS 1941 und 1948 ist abzuleiten, daß *Costatoria goldfussi* bereits in der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies' des Oberen Muschelkalks auftritt. SCHNEIDERS 1986 fand sie in Schichten der Sandigen Ceratitenschichten und in den Serien des unterlagernden, nicht näher differenzierten Hauptmuschelkalks. Im Einzelfall mag eine besondere Häufung dieser Spezies den basalen Unterkeuper nachzeichnen. GREBE 1892 erwähnte ein reiches Vorkommen in den 'Unteren kalkigen Dolomiten' der östlichen Süd-Eifel, gleiches beschrieb LUCIUS 1948 (S. 72) aus den heute den Basisschichten zuzuordnenden oberen Dolomiten der 'Grenzsichten' an der Mosel. Als weitere Fossilfunde aus den 'Unteren kalkigen Dolomiten' nannte GREBE neben Pflanzenresten auch *Lingula* und *Cyzicus* (*Euestheria*), euryhaline Formen also, die ein Ende normalmariner Bedingungen anzeigen. Nur in Kombination mit derartigen Faziesmerkmalen könnte die marine Muschel *Costatoria goldfussi* als Hinweis auf eine Zugehörigkeit zum Keuper gelten (s: etwa Profil Reisdorf, Tafel 3).

In der ost-luxemburgischen Mosel-Region lieferte der Nachweis von Keuper-Sporen im Syrbiereg-Profilm bei Mertert (WILLE 1966; Tafel 3) und der Fund von Blattfragmenten der typischen Keuperform *Danaeopsis marantacea* PRESL im gleichen Profilm (GITTINGER 1964,

GOOS et al. 1966, GITTINGER 1969) wesentliche Anhaltspunkte zur biostratigraphischen Abgrenzung der Basisschichten.

Wichtig ist, daß *Danaeopsis marantacea* nicht an die Sandfazies geknüpft ist, sondern bereits mehrere Meter darunter in mergeligen Dolomiten auftritt. Bei einer «ku1 α »-Abgrenzung, die sich allein am Einsetzen von Sand-Lagen orientierte (s. etwa GITTINGER 1964, BERNERS 1985), mußten daher erhebliche Fehler in Kauf genommen werden.

HURLER 1968 gelang eine palynologische Parallelisierung des nordost-luxemburgischen Profils Gaybach mit den Profilen der Moselregion (Tafel 3); neben stecknadelkopfgroßen Te-rebratelsteinkernen fand er typische Keuper-Sporen.

Eine durch lithostratigraphische Parallelisierung gestützte Verknüpfung der genannten Einzelbefunde zu einem über größere Entfernungen durchhaltenden Bezugssystem ist bisher noch nicht versucht worden.

II.4.1.2. Bunte Mergel («ku1»)

Bei den Bunten Mergeln handelt es sich um eine bis etwa 10 Meter mächtige pelitische Serie mit vereinzelt Dolomit- und Sandstein-Einschaltungen. Die Farben der Ton- und Mergelsteine sind 'düsterbunt', die hellen, gelegentlich bunt gefleckten Dolomite sind feinkörnig, dicht und generell von stöchiometrischer Zusammensetzung.

Aus einem Bohrprofil bei Colmar (Tafel 2: Profil Colmar-Pont) beschrieb DITTRICH 1982 ein Nebeneinander fein horizontal-, flaser- oder schräggeschichteter Lagen mit zahlreichen Resedimentationserscheinungen, Spreitenbauten und senkrechten Grabgängen. Daneben erschienen brekziierte Dolomite und mehrere Emersionshorizonte. Bei Bollendorf (Baugrube Bollendorf) und Echternach (Profil Tull) tritt im basalen «ku1» eine millimeterfeine, z.T. bioturbate Wechsellagerung glimmerführender Mergel und Schluffsteine mit Rippelschichtung, Linsen- und Flaserschichtung auf. GITTINGER 1969 beobachtete in der Region von Nennig und Rettel eine Feinschichtung von millimeterstarken Ton-, Silt- oder Sandsteinlagen. Deren Deutung als Gezeitensediment wird gestützt durch gelegentliche Glaukonitgehalte (SCHYNS 1977, DITTRICH 1984, SCHILLINGS 1986).

Fossilien sind selten. In West-Luxemburg treten, abgesehen von vielfältigen Bioturbationsmerkmalen und einzelnen Pflanzenresten (SCHNEIDERS 1986), keinerlei Körperfossilien auf. Im Bereich des Alzette-Tales fanden sich Spreitenbauten von *Rhizocorallium* (GITTINGER 1969, DITTRICH 1984). In Ost-Luxemburg, der Süd-Eifel und dem Saargau erscheinen u.a. *Cyzicus* (*Euestheria*) *minuta* (VON ZEITEN) (NEGENDANK 1983; GOOS et al. 1966: «*Estheria* sp.»), *Cardinien* (GREBE 1892), *Unionites letticus* (QUENSTEDT) (GOOS et al. 1966, IRLITZ 1966 (?), GITTINGER 1969), *Lingula* (GREBE 1892), Pflanzenreste (Farnblätter, Equisetenstengel; GOOS 1965, GOOS et al. 1966, SABBAGH 1967) und Fischreste (Knochen, Zähne, Flossenstachel, Schuppen; GOOS 1965).

Gelegentliche Gips- bzw. Anhydrit-Einschaltungen in den Mergeln verweisen auf zeitweilig hochsalinare Bedingungen. Die primären Sulfatgehalte sind nur selten erhalten geblieben.

ben (Bohrung Echternach), nahe der Erdoberfläche erscheinen 'Kalzitknauern', rauhwasche-ähnliche Ablagerungsresiduen von bis zu 20cm Größe (GOOS 1965, WALTER 1965, NEUMANN-REDLIN 1966, SABBAGH 1967, DITTRICH 1984). GREBE 1892 (Erläuterungen Blatt Welschbillig) erwähnte Steinsalz-Pseudomorphosen in den Bunten Mergeln.

Gröberklastische Einschaltungen treten nur in relativ geringen Mengen auf. Im Ost-Teil des Untersuchungsgebietes erscheinen vereinzelte dünne Bänke wenig verfestigter Quarzsandsteine. Im Westen kommen grüngraue Sandsteine mit typisch ardennischem Materialspektrum vor, neben illitischem und chloritischem Tonmineral-Detritus (DITTRICH 1982, WAGNER 1982) enthalten sie Quarz-, Quarzit- und Tonschiefer-Komponenten (ANTUN 1953, WAGNER 1982, BOCK & WAGNER 1986). Das Fehlen grober Kornfraktionen hebt die «ku1»-Serien der nordwest-luxemburgischen Randfazies deutlich vom unterlagernden Oberen Muschelkalk (mo2C2) und vom darüberfolgenden Grenzdolomit ab. Erst in den Profilen Hanzengrond und Füsselecher (Tafel 2) erscheinen Gerölle in den Bunten Mergeln.

Ein charakteristisches Merkmal der Randfazies sind millimeter- bis zentimeter-große Löcher und Drusen, ausgekleidet oder verfüllt mit klaren Dolomit- oder Kalzitkristallen (vergl. UNSÖLD 1970, DITTRICH 1982, SCHNEIDERS 1986). Sie erscheinen einzeln eingestreut, lagenweise gehäuft oder lokal konzentriert in Inhomogenitätsbereichen des Gesteins, wie sie etwa durch Bioturbation geschaffen worden waren. Es handelt sich um die Relikte ehemaliger Sulfatkonkretionen (vergl. dazu etwa Profil der Bohrung Rebiert, Abb. 12). Typisch sind auch zentimeter- bis dezimeter-große sandige Dolomitknollen, rundlich-konkretionäre Bereiche am Top dolomitischer Sandsteinbänke, deren karbonatischer Zement ungleichmäßig verteilt ist (SCHNEIDERS 1986).

Es dokumentiert sich das Ablagerungsmilieu einer weitläufigen, gering-reliefierten und sehr flachgründig überfluteten Küstenplattform. Die rot-stichigen Sedimentfarben belegen eine geringe sekundäre Entfärbung roter terrigener Klastika und oxidierende Bedingungen mit sehr geringen Anteilen an C_{org} in den Sedimenten des Beckenbodens. Das wechselnde Vorgehen der Küstenlinie, die gelegentliche Verbrackung oder lagunenartige Abschnürung des Beckens mit nachfolgender starker Eindampfung bedingte eine alternierende Besiedlung durch Faunen unterschiedlicher Lebensbereiche; anspruchslose, euryhaline Lebensformen waren begünstigt. Auch die verschiedenen Tonmineral-Assoziationen der Bunten Mergel in der Süd-Eifel, in Mittel- und Ost-Luxemburg, in denen Illit, Chlorit, Corrensit und verschiedene Wechsellagerungsminerale auftreten können, deuten auf einen steten Wechsel von brackischen, marinen und teilweise auch hypersalinar-lagunären Milieubedingungen (BOCK 1981, SCHRADER 1983).

In den nordwestlichen Randbereichen liegt eine evaporitische Supratidalfazies vor. Fluvial angelieferte tonig-sandige Sedimente wurden dort mit den vorkonzentrierten Wässern des Beckenraumes durchtränkt und mit Karbonaten und Sulfaten zementiert. Die Abscheidung von Gips- und Anhydritknötchen im noch weichen Sediment des oberen Strandbereiches bildete die Voraussetzung zur Entstehung des späteren 'zellig-drusigen' Erscheinungsbildes dieser Serien (vergl. dazu WAGNER 1982, DITTRICH 1982 u. 1984).

Der Grenzbereich zum Festland im Nordwesten dokumentiert sich in den erstmals von WAGNER 1982 beschriebenen Caliche-Pisoiden der Profile Hanzengrond und Füsselecher.

Es sind feinschalige, bis 6mm große kugelrunde Dolomitkonkretionen, deren einzelne Lagen nicht immer durchgehen. Sie durchsetzen tonig-siltige, im wesentlichen aber sandige Gesteine und sind nachweislich in-situ entstanden; zwischen den Pisoiden liegt das gleiche — unzementierte — detritische Material vor.

Wie WAGNER 1987 nach einer genauen Untersuchung überzeugend darlegte, handelt es sich dabei nicht um rein kontinentale Bodenbildungen sondern um den Sonderfall einer 'coastal caliche', wie er heute in den Küstensebkhnen des Persischen Golfes vorkommt (SCHOLLE & KINSMAN 1974). Dafür spricht die regionale Verbreitung dieses Caliche-Vorkommens im Umfeld der ardennischen Randfazies und dessen enge Bindung an Gesteine, die durch andere Faziesmerkmale (dichte, stöchiometrisch zusammengesetzte Dolomitmikrite, zonare Dolomitkristalle, Dolomit- und Kieselkrusten, Sulfat-Knötchen, Magnesit etc.; SCHNEIDER 1973, DITTRICH 1982; vergl. dazu auch Kap. II.4.1.3. u. II.5.1.) als Sedimente eines hypersalinaren Supratidalbereiches gekennzeichnet sind.

Auffällig ist, daß sich (ardennische) Sandsteine im oberen «ku1» stärker häufen als im unteren Teil (DITTRICH 1982 u. 1984, SCHNEIDERS 1986, MÜLLER 1989). Ähnliches gilt für die Dolomit-Einschaltungen (vergl. LUCIUS 1948, S. 84). Diese Tendenz setzt sich im Grenzdolomit («ku2») fort.

Die zahlreichen Dolomit-Einschaltungen im oberen «ku1» des westlichen und mittleren Luxemburgs erschweren die Grenzziehung «ku1»/«ku2». So verzichtete THIELEN 1969 in der Region des Weißen Ernz-Tales auf eine Untergliederung des Unterkeupers, da dort sowohl Bunte Mergel wie auch Grenzdolomit aus einer lockeren Dolomit-Mergel-Wechselfolge aufgebaut sind. Ähnliches ist in den Profilen Mersch, Benschelt/Cruchten, Schlaederbiert, Mouschbiert und Broderbour zu beobachten (Abb. 12 u. Tafeln 2 u. 3). Im letztgenannten Profil von THIELEN 1969 wurde die Färbung der zwischengeschalteten Mergelserien als grenzbestimmendes Kriterium gewertet; die basalen, eher rötlich getönten Serien wurden dem «ku1» zugeordnet.

SCHNEIDERS 1986 ermittelte eine geringe laterale Reichweite dieser Dolomitlagen. WAGNER 1982 registrierte eine generelle Mengenzunahme von Dolomit-Konkretionen (Pisoiden, Drusen) innerhalb des westluxemburgischen Unterkeupers, was einer steigenden Bedeutung supratidaler Faziesmerkmale entspricht. Es dokumentiert sich eine regressive Entwicklung. Eine verstärkte fluviatile Vorschüttung sandiger Verwitterungsmaterialien — möglicherweise klimatisch bedingt — führte zu einer allmählichen Verschiebung der Faziesbereiche in Richtung auf das Beckeninnere. Pelitische flachmarine Sedimente wurden abgelöst von den Bildungen einer mehr oder weniger trockenliegenden, von isolierten Tümpeln überdeckten Küstenlandschaft (vergl. auch GITTINGER 1969, S. 50).

II.4.1.3. Grenzdolomit («ku2»)

Ein bis 10m mächtiges dolomitisch-mergeliges Schichtpaket mit einzelnen Sandsteinen bildet den 'Grenzdolomit'.

Glaukonit-Anreicherungen (NEUMANN-REDLIN 1966, IRRLITZ 1966, HURLER 1968, DITTRICH 1982 u. 1984, BERNERS 1985) und eine Vielzahl von Fossilien belegen einen marinen Charakter dieser Serien (vergl. LUCIUS 1948, GOOS et al. 1966, NEGEN-

DANK 1983). Reste stenohaliner Organismen wie Cephalopoden und Echinodermen fehlen allerdings. Schill von *Costatoria goldfussi* tritt gesteinsbildend auf. Gelegentlich kommen Bonebeds vor (IRRLITZ 1966, ZELLER 1966).

Die Dolomite besitzen durchweg stöchiometrische Zusammensetzung (GITTINGER 1969, UNSÖLD 1970, SCHRADER 1983). In Bohrprofilen enthalten sie gelegentlich Gips oder Anhydrit (Bohrungen Echternach u. Cessingen), meist in Form von millimeter- bis zentimetergroßen Sulfat-Konkretionen (Abb. 12: Profil Rebiereg). In Obertage-Profilen erscheinen stattdessen drusenführende kavernöse Dolomite oder mürbe Karbonate, deren primäres Gefüge im Verlauf komplexer spät-diagenetischer Umsetzungsprozesse stark verändert wurde.

Die Mergel und Dolomite sind meist fein parallelgeschichtet. Daneben kommen Partien mit Schill-Lagen, Intraklasten und vereinzelt Ooiden (BOCK et al. 1984: Profil Walch/Bettendorf) vor. Sogenannte 'birdseyes' als typische Merkmale des Intertidalbereiches (FLÜGEL 1978) beschränken sich nicht auf den Randbereich des Beckens (WAGNER 1982, SCHNEIDERS 1986), BERNERS 1985 wies sie auch in Dolomiten Südost-Luxemburgs nach. Die bei Bettendorf (Profil Walch) auf den Schichtoberflächen einer Dolomitsequenz auftretenden 'Kraterstrukturen' sind Relikte ehemaliger inter- bzw. supratidaler Algenmatten (vergl. dazu Untersuchungen von BAYER 1979 u. BOCK et al. 1984). Bei den im gleichen Profil nachgewiesenen Ooiden könnte es sich demnach um benthische In-situ-Bildungen hypersalinerer Mikrobenmatten handeln, wie sie neuerdings von DUNAJTSCHIK et al. 1989 aus rezenten Salinen-Becken beschrieben worden sind.

Es dokumentiert sich ein randmariner Ablagerungsraum mit stark variierenden Milieubedingungen. Ruhige Sedimentationsphasen wechselten mit Phasen stärkerer Wasserbewegung. Gelegentliche Sturmereignisse hatten im flachen und sehr ausgedehnten Meeresbecken des «ku2» eine tiefgründige Aufwirbelung des Bodensedimentes zur Folge. Die Wassertiefen schwankten, selbst zentrale Teile des Beckens fielen gelegentlich trocken. Ebenso variierte die Salinität der Wässer. Darauf deutet die Lithofazies (Glaukonit-Gehalte, Sulfat-Einschaltungen) und die Biofazies dieser Serien, im Vergleich zum Oberen Muschelkalk erscheint eine in ihrer Artenvielfalt stark reduzierte, anspruchslose Faunengemeinschaft.

Westlich des Alzette-Tales endet die Fossilführung des Grenzdolomites (UNSÖLD 1970), lediglich oberhalb Colmar-Berg fanden sich noch Reste mariner Muscheln (DITTRICH 1982). Westlich davon ließen sich nur noch (nicht näher bestimmte) Spurenfossilien nachweisen (SCHNEIDERS 1986). Es herrschen dort grobklastische Sedimente ardennischer Abkunft vor. Im wesentlichen sind es sandige Mergel und dolomitisch zementierte geröllführende Sandsteine; Konglomerate beschränken sich auf die äußersten Randbereiche des Beckens (DITTRICH 1982, WAGNER 1982, SCHNEIDERS 1986, MÜLLER 1989).

Durch die frühdiagenetische Platznahme großer Mengen von millimeter- bis zentimetergroßen Gips- bzw. Anhydritkonkretionen wurde das primäre Gefüge dieser klastischen Sedimente stark verändert. Sulfatknötchen und -knollen, die im Einflußbereich meteorischer Wässer ausgelaugt und durch Karbonat ersetzt wurden, prägen das Erscheinungsbild des Grenzdolo-

mits. LUCIUS (1941 u. 1948) benannte dieses Phänomen mit der wegen der begrifflichen Nähe zu Rauhwanke-artigen Erscheinungen ungünstigen, von nachfolgenden Bearbeitern jedoch vielfach verwendeten Bezeichnung 'Zellendolomit-Fazies'.

DITTRICH 1982 konnte in relativ frischem «ku2»-Material einer Bohrung bei Colmar Magnesit, das hochsalinare Mg-Endglied der Karbonatreihe, nachweisen. Das Vorkommen dieses Minerals ist geknüpft an die 'Zellendolomit-Fazies', in den dichten Dolomiten des basalen «ku2» fehlt es. WAGNER 1982 erwähnte Magnesit im Unterkeuper des Bohrprofils Rebiërg ohne nähere stratigraphische Angabe. Auch im Unterkeuper der Bohrung Everlange kommt Magnesit vor (J.-F.WAGNER, frndl. mündl. Mitt).

In diesem Zusammenhang ist von Interesse, daß SCHWARZ 1975 und 1977 im Unteren Muschelkalk der Bohrung Mersch ebenfalls Magnesit in einer 'Zellendolomit'-artigen Litoralfazies nachweisen konnte. Es scheint, daß im oberen Strandbereich des Luxemburger Triasbeckens über lange Zeiträume hinweg die Voraussetzungen zur Magnesit-Genese bestanden haben.

BUSH 1973 beobachtete die Magnesit-Genese in den rezenten Küstensebkhén von Abu Dhabi am Persischen Golf. In äußerst reliefarmen Küstenregionen werden bei Stürmen dünne Wasserfilme aus der angrenzenden vorkonzentrierten Lagune durch den Wind den Strand hinaufgetrieben und dabei stark eingedunstet. Eine Permeabilitätsbarriere innerhalb des unterlagernden Sedimentes — im skizzierten Fall eine subrezente, fossile Algenmatte — verhindert ein schnelles Versickern. Zuvor durch azzendente Lösungen oberflächlich ausgeschiedene leichtlösliche (Mg-) Salze werden mobilisiert und tragen zusätzlich zur Konzentrations-Erhöhung bei. Da ständig Ca-Sulfate und Ca-Karbonate ausgefällt werden, kommt es mit zunehmender Entfernung von der Küstenlinie zu außergewöhnlichen hohen Gehalten an Mg-Ionen. Nach einer Strecke von etwa 2-4 Kilometern stellen sich schließlich bei hohen Temperaturen extrem hochsalinare Bedingungen ein, bei denen selbst der Dolomit nicht länger stabil ist; bei fortgesetzter Ausfällung von Ca-Sulfaten kommt es zur metasomatischen Umwandlung der Karbonatphasen in Magnesit. Zugleich wird der nicht mehr stabile Gips zu Anhydrit dehydratisiert.

Im Tonmineral-Spektrum der Randfazies dominiert eine unveränderte klastische Mineral-Assoziation mit Illiten, Chloriten und verschiedenen smectitischen Wechsellagerungsmineralen (BOCK 1981, DITTRICH 1982, WAGNER 1982, SCHRADER 1983, BOCK & WAGNER 1986). Eine Rekonstituierung der vom Hinterland angelieferten Tonmaterials durch den Einbau von Ionen fand nicht oder nur in geringem Maße statt (vergl. auch LUCAS 1962 u. 1974, MILLOT 1970). Auf den ersten Blick steht dies im Gegensatz zur skizzierten Einflußnahme mariner Salzlaugen auf die klastischen Sedimente der Strandregion. Offensichtlich geschah die salinare Durchtränkung zu einem Zeitpunkt, zu dem die bereits eingebetteten Tonminerale nicht mehr mit nennenswertem kristallinem Umbau reagieren konnten. Dennoch scheint es zu einer gewissen Aufnahme von Ionen in die Zwischenräume der Gitterschichten gekommen zu sein. WAGNER 1982 rekonstruierte anhand von Untersuchungen zum Zwischengitter-Ionen-Gehalt von ku-Peliten der nordwest-luxemburgischen Randfazies ein marines Ablagerungsmilieu. Dies gilt auch für den Unterkeuper der Bohrung Rebiërg; dort kam es allerdings zu einem weitaus stärkeren Ionen-Einbau. Es zeichnet sich eine vom inneren zum äußeren Randbereich des Beckens abnehmende marine Beeinflussung des fluviatil aufgeschütteten Strandkörpers ab¹⁾.

¹⁾ Da im Inneren des Beckenraumes zeitweise ein recht hochkonzentriertes Ablagerungsmilieu herrschte, sollte die Transformation detritischer Kristallgitter in den Tonen der Normalfazies wesentlich weiter fortgeschritten sein. Der Nachweis von Corrensit im ost-luxemburgischen Grenzdolomit steht jedoch noch aus.

Typisch für die west-luxemburgische «ku2»-Randfazies sind auch sehr harte, homogene und relativ reine Dolomite von geringer lateraler Reichweite, teilweise durchsetzt mit Kavernen und Drusen. Auch für diese Gesteine galt nach LUCIUS die Bezeichnung 'Zellendolomit'. GITTINGER 1969 (S. 42) kennzeichnete ihr Aussehen als das von 'versteinerten Badeschwämmen' und benannte sie als 'Drusendolomite'. Als Entstehungsort dieser sehr feinförnigen Gesteine (SCHNEIDERS 1986: 'mudstones', Korngröße unter 15μ) können wohl isolierte Tümpel und abgeteilte Lagunen im Strandbereich angenommen werden, die erwähnten Hohlräume sollten auf ehemalige Sulfateinschlüsse zurückzuführen sein¹⁾.

Am äußersten Nordwestrand des Beckens, in der belgisch-luxemburgischen Grenzregion, ist der «ku2» in supratidal-terrestrischer Fazies ausgebildet. WAGNER 1982, BOCK & WAGNER 1986 und WAGNER 1987 beschrieben pisoidische Bodenbildungen vom Typ einer 'coastal caliche' aus der Region westlich des Rodbach-Tales (vergl. Kap. II.4.1.2.). Im belgischen Attert-Profil (Tafel 2) besteht der höhere Grenzdolomit aus Überflutungssedimenten und mehreren Rinnengenerationen eines ausgedehnten fluviatil-terrestrischen Schuttfächers. Die gesamte Abfolge ist pedogen überprägt, insbesondere die Silte und Tone am Top jeder Kornverfeinerungs-Sequenz sind stark mit mehrere Millimeter großen feinlaminierten Dolomit-Konkretionen mit typischer Pisoid-Struktur durchsetzt (s. dazu BOCK & WAGNER 1986).

Die skizzierten Sedimentationsbedingungen werden von einigen markanten, beckenweit nachweisbaren Trends überlagert.

An der Basis des «ku2» erscheint eine vergleichsweise mächtige Dolomitsequenz (vergl. IRRLITZ 1966, GITTINGER 1969), die auch in randnahen Bereichen nachzuweisen ist (DITTRICH 1982 u. 1984, SCHNEIDERS 1986, MÜLLER 1989; Profile Benschelt u. Schlaederbiert, Abb. 12, Profile Colmar-Pont u. Mersch, Tafel 2). Wahrscheinlich stand am Beginn des Grenzdolomits eine weiträumige, relativ langfristige marine Überflutung des luxemburgischen Beckenraumes. Bei der Frage nach deren Ursache ist zu berücksichtigen, daß zu gleicher Zeit in den äußeren Randregionen ein Vorgreifen grobklastischer Sedimente einsetzte. Ein erhebliches transgressives Übergreifen der basalen Dolomite ist nicht zu beobachten, stattdessen weist der Grenzdolomit der äußeren Randbereiche gegenüber den Bunten Mergeln und dem basalen Pseudomorphosenkeuper eine deutlich terrestrisch beeinflußte Fazies auf (z.B. Profile Ell und Attert). Die Beobachtungen deuten auf einen tektonisch gesteuerten Beginn der «ku2»-Sedimentation. Eine geringfügig verstärkte Absenkung des Beckens führte zur marinen Ingression, die Erhöhung der Reliefenergie in den Randregionen zur vermehrten Zufuhr grober terrigener Klastika. Bei einem eustatischen Meeresspiegel-Anstieg wäre ein Übergreifen der Dolomitabfolgen über den vormaligen klastischen Randsaum zu erwarten.

Durch die sedimentäre Kompensation der Becken-Absenkung zu Beginn des Grenzdolomits kam es in den Uferbereichen zu einem Wechselspiel terrestrischer und mariner Milieubedingungen. Dies zeigt sich deutlich im ost-belgischen Profil Attert (Tafel 2). Die Untergrenze des Grenzdolomits wird hier an der Basis eines kompakten, geringfügig dolomitisch zementierten Konglomerates fixiert. Ausschlaggebend bei dieser — von BOCK & WAGNER 1986 abweichenden — Einstufung waren die faziellen Anklänge der liegenden zellig-drusigen Serien an die Bunten Mer-

¹⁾ Ein frisches, unverwittertes Gestein dieser Fazies — ein dichter Dolomit mit zentimeter-großen, z.T. gipsverfüllten Kavernen — wurde in der Bohrung Rebiert im darüberliegenden Pseudomorphosenkeuper angetroffen (Kap. II.5.1.).

gel beckeninnerer Bereiche (Kap. II.4.1.2.), die gute Parallelisierbarkeit der Gesamt-Abfolge mit den Profilen Ell und Everlange (Tafel 2) und die aus Nordwest-Luxemburg bekannte Tatsache, daß sich der «ku2» gegenüber dem «ku1» durch einen höheren Gehalt grober Klastika auszeichnet. Die Interpretation des fraglichen Konglomerates als basale Bildung des Grenzdolomits liegt nahe. Der ca. 1,7m höher anstehende schrägschichtete dolomitische Sandstein, der von BOCK & WAGNER 1986 noch als Oberer Muschelkalk eingestuft wurde, wird ebenfalls dem Grenzdolomit zugeschrieben. Der darin ausgebildete, nach FLÜGEL 1978 auf eine marine Beeinflussung hinweisende 'Karbonat-Zement A' — ein fibröser, kurzprismatischer Palisadenzement (BOCK & WAGNER 1986) — wird dabei als Abbild einer geringfügig weiter vorgreifenden Überflutungsphase während des frühen Grenzdolomits aufgefaßt.

Ein grundlegender Wechsel der Sedimentationsbedingungen dokumentiert sich im höheren Grenzdolomit. Selbst im Inneren des Beckens erscheinen Sand-, Silt- und Tonsteine anstelle von Mergeln und Dolomiten. Auffällig ist der hohe Gehalt an Pflanzenresten. Nicht näher bestimmte Pflanzen-Abdrücke, größere Häcksel und feinverteilten Kohlenmulm beschrieben IRRLTZ 1966, NEUMANN-REDLIN 1966, WEINHOLD 1967, WIBOWO 1967, GITTINGER 1969, BERNHARDT 1976 und DITTRICH 1984 (vergl. auch Abb. 12). NEUMANN-REDLIN 1966 erwähnte Stammstücke und Samen von Gymnospermen. Im oberen Teil des geringmächtigen — sandfrei entwickelten — Grenzdolomits der randnahen Profile Mouschbiert und Broderbour bei Diekirch (Tafel 3) waren vereinzelte Durchwurzelungsspuren zu beobachten (BAUM 1989). Auch war Magnesit im Gegensatz zu den liegenden und hangenden Schichten im entsprechenden Niveau des von DITTRICH 1982 untersuchten Bohrprofils Colmar nicht nachzuweisen.

Die Befunde deuten auf ein stärker humides Intermezzo innerhalb des Unterkeupers. Eine höhere Niederschlagsrate führte zur verstärkten Vorschüttung terrigener Klastika und zur verringerten Salinität des Becken-Milieus.

Im obersten Grenzdolomit treten erneut Dolomite auf. Sie überspannen nur noch einen Teilbereich des bisherigen Verbreitungsraumes und dokumentieren damit eine Regression. Nur gelegentlich erscheinen noch Pflanzenreste (Profile Pafebiert u. Gracht, Tafeln 3 u. 5a). Zahlreiche knollige Sulfat-Einschlüsse bzw. Kavernen und Drusen als deren Relikte belegen eine hohe Konzentration der Wässer. Wieder kam es zu einer evaporitischen Imprägnation der Strandregion. Mit der Regression waren die Sedimente der klastischen Teilsequenz des Grenzdolomits in den Supratidalbereich geraten. Ihre Durchtränkung mit salinaren Lösungen führte zu einer karbonatisch-sulfatischen Zementierung und hinterließ ein typisch zellig-drusiges Gefüge (s. dazu die Profile der inneren Beckenrandzone: Benschelt, Essingen und — bereits weniger deutlich — Colmar-Pont).

II.4.2. Stratigraphische Neubewertung des Unteren Keupers

LUCIUS 1948 hatte die sandig-dolomitischen Serien der Basisschichten noch den 'Grenzschiechten' des Oberen Muschelkalkes zugerechnet und das Symbol «ku1» für die auflagernden Bunten Mergel eingeführt. Spätere biostratigraphische Untersuchungen (WILLE 1966, GITTINGER 1964 u. 1969, HURLER 1968), die diese Auffassung mit dem Nachweis von Keuper-Faunen bzw. -Floren in den 'Grenzschiechten' widerlegten, schufen die Notwendigkeit, unterhalb der Bunten Mergel ein weiteres Keuper-Schichtglied einzufügen. Es kam je-

doch nicht zu einer grundlegenden Neu-Gliederung des luxemburgischen Unterkeupers sondern lediglich zur Definition der zusätzlichen Schichteinheit des «ku1 α » (vergl. BINTZ et al. 1973, Tab. 1). Entscheidend dafür war die relativ geringe Verbreitung der Basisschichten. Im Gegensatz zu Bunten Mergeln und Grenzdolomit, die im gesamten luxemburger Gutland auftreten, beschränken sie sich auf die Untersauer- und Moselregion, in West-Luxemburg fehlen sie. Der Verdacht, daß es sich bloß um eine lokale Sonderfazies der basalen Bunten Mergel handelt, lag nahe.

Eine andere Ansicht zur stratigraphischen Stellung des «ku1 α » vertrat GITTINGER 1969. In einer Tabelle, die die Schichtenfolgen von ostluxemburgischer Normalfazies und westluxemburgischer Randfazies gegenüberstellt, markierte er im stratigraphischen Niveau der Basisschichten in West-Luxemburg eine Schichtlücke; eine rein fazielle Sonderstellung dieser Serien wurde damit erstmals in Abrede gestellt.

In der vorliegenden Arbeit werden die Basisschichten als eigenständige stratigraphische Einheit bewertet. Ihre regionale Beschränkung auf den inneren Beckenbereich und ihre schnelle Mächtigkeitzunahme nach Osten hin (Kap. II.4.3.1.) deuten auf ein ungewöhnliches Subsidenzmuster. Weder in den vorhergehenden, weit nach Westen reichenden Oberen Ceratitenschichten (Kap. II.2.1.2.) noch in den nachfolgenden Keuper-Schichtgliedern bestand eine derartige Beckenstruktur. Der Untere Keuper ist demzufolge nach becken-dynamischen Gesichtspunkten eine inhomogene Einheit. Eine stratigraphische Untergliederung des ku in zwei Abschnitte und eine veränderte Nomenklatur und Symbolgebung sind sinnvoll. Im folgenden wird ein 'Unterer Lettenkeuper' ('ku1') einem 'Oberen Lettenkeuper' ('ku2') gegenübergestellt. Der ku1 neuerer Definition umfaßt nur die Basisschichten, eine Ergänzung des Symbols durch einen Buchstaben ist nicht erforderlich; die beiden Schichtglieder des ku2 werden durch das Hinzufügen des Buchstabens 'B' für die Bunten Mergel bzw. 'G' für den Grenzdolomit kenntlich gemacht (Tab. 1).

Die Wahl des Begriffs 'Lettenkeuper' basiert auf biostratigraphischen Überlegungen. DURINGER 1987 betonte die stratigraphische Ungleichwertigkeit des französischen Begriffs 'Lettenkohle' und der deutschen Bezeichnung 'Lettenkeuper'. In der Elsaß-Region beginnt der Untere Dolomit ('Dolomie inférieure') der französischen 'Lettenkohle' bereits über der 'Hauptterebratelbank' ('Calcaire à terebratules') des Oberen Muschelkalks, er enthält noch die *semipartitus*-Zone des südlichen Germanischen Beckens (vergl. Abb. 3.2. in MÉGNIEN 1980). Demgegenüber scheint der luxemburgische Muschelkalk eine höhere stratigraphische Reichweite einzunehmen; dies dokumentieren die Conodonten-Zonen des Oberen Muschelkalks (DEMONFAUCON 1982, Kap. II.3.) und zahlreiche Keuper-Fossilien in den basalen ku1-Serien (Kap. II.4.1.1.). Insofern ist der häufig gebrauchte Begriff 'Lettenkohle' (SCHRA-DER 1983, BERNERS et al. 1984, BERNERS 1985, BOCK 1988; KNAPP 1961, HENDRIKS 1982: 'Lettenkohle-Gruppe'; BOCK et al. 1984, BOCK & WAGNER 1986: 'Lettenkohlen-gruppe') problematisch; er suggeriert fälschlicherweise eine stratigraphische Äquivalenz mit der 'Lettenkohle' Lothringens.

Die wesentliche Veränderung beim Wechsel Unterer/Oberer Lettenkeuper war das markante Übergreifen der Sedimentation über die bisherigen Beckengrenzen. Die Serien der Bunten Mergel reichen in nahezu gleichbleibender Fazies bis in das belgisch-luxemburgische Grenz-

gebiet hinein. Gleichzeitig kam es offenbar zu einer relativen Anhebung der Ardennenregion. Dies belegen die im östlichen Untersuchungsgebiet an der ku2B-Basis auftretenden, bis faustgroßen Quarz-, Quarzit-, Sandstein- und Kieselschiefer-Gerölle, die sich in Korngröße und Materialspektrum deutlich von den Gesteinen des umgebenden Unterkeupers abheben.

Die Notizen von GREBE 1891-2 über Konglomeratlagen im ku der Süd-Eifel (Blätter Mettendorf, Oberweis u. Wallendorf) beziehen sich auf einen nicht näher differenzierten Profilabschnitt zwischen Oberem Muschelkalk bzw. 'Unteren kalkigen Dolomiten' im Liegenden und dem Grenzdolomit im Hangenden; in den meisten Fällen fehlen nähere Angaben zur stratigraphischen Position der Gerölle. Gelegentliche Beschreibungen von Konglomeratlagen im Profilverband stützen jedoch die Annahme, daß es sich um Ablagerungen des beginnenden Oberen Lettenkeupers handelt. Die Profile Brecht, Wettlingen, Bettingen-Messerich und Reisdorf (Abb. 12 u. Tafel 3) zeigen ebenfalls, daß sich die Geröll-Einschaltungen auf einen einzigen Horizont im Grenzbereich ku1/ku2 beschränken.

Die stärkere Absenkung des Gebietes südlich der Ardennen (Kap. II.4.3.2.) war wohl Auslöser einer weit nach Westen hin vorgreifenden Transgression. Die sandigen Strandsedimente des Oberen Muschelkalkes West-Luxemburgs, die während des gesamten Unteren Lettenkeupers trockengelegen hatten, wurden erneut überflutet. Entsprechend scharf ist hier die Muschelkalk/Keuper-Grenze ausgebildet. Die 'düsterbunten' Mergelfolgen des ku2B (vergl. Kap. II.4.1.2.) heben sich deutlich von den hellen dolomitischen Sandsteinen des oberen mo2C2 ab (WAGNER 1982, DITTRICH 1984)¹⁾.

Im Osten, im Verbreitungsgebiet der Basisschichten, ist die Abgrenzung des Oberen Lettenkeupers schwieriger.

Im Umfeld tektonisch kontrollierter Schwellenzonen (Kap. II.4.3.1.) vollzog sich der Sedimentationsbeginn der Bunten Mergel mit einer marinen Transgression über zuvor trockenliegende Areale. Im Echternacher Tull-Profil (Tafel 3) greift der Obere Lettenkeuper mit einem dunkelgrauen Tonmergel über einen durchwurzeltten Schluffstein-Horizont des oberen ku1. Zentimetertief ausgekolkte, mit Fischresten ausgekleidete Erosionstaschen belegen den diskontinuierlichen Charakter dieses Profilabschnittes. Darüber folgt eine feine Wechschelung von wechselnd dolomitischen Ton-, Silt und Feinsand-Sedimenten mit Linsenschichtung, klein-

¹⁾ In der engräumig variierenden Randfazies der belgisch-luxemburgischen Grenzregion (Profile Hanzengrund, Jongeboesch u. Füsselecher, Abb. 11) ist die Muschelkalk/Keuper-Grenze, d.h. die Grenze zwischen mo2C2 und ku2B, nur schwer festzulegen. Zwischen der mo-Basis und dem markant ausgebildeten Grenzdolomit (ku2G) können keine gesicherten stratigraphischen Grenzen gezogen werden. Es ist nicht zu klären, ob es sich bei den im mittleren Teil eingeschalteten Konglomeraten (Profile Hanzengrund u. Füsselecher) um randliche Äquivalente der 'Gilsdorfer Sandsteinfazies', also um Oberen Muschelkalk handelt, oder aber um Geröll-Horizonte, die — ähnlich wie im Süd-Eifel-Bereich — die verstärkten Schollenrelativbewegungen des beginnenden Oberen Lettenkeupers anzeigen. Auf die zweite Alternative deuten möglicherweise die im gut einzustufenden Ell-Profil (Tafel 2) an der Grenze mo2C2/ku2B auftretenden, bis 6cm großen kantengerundeten Quarzit- und Quarz-Komponenten. Bis 1cm tiefe Bohrlöcher in diesen Geröllen deuten auf eine längere Kondensations-Phase, wie sie für die Serien des basalen Oberen Lettenkeuper charakteristisch ist (vergl. dazu Ausführungen zur ku1/ku2-Grenzziehung im Syrbiereg-Profil, Kap. II.4.3.2.).

dimensionaler Schrägschichtung, Wühlgefügen, vereinzelt Pflanzenhäckseln und Fischzähnen. Ähnliches gilt für das Profil der Baugrube in Bollendorf. Bei Ehenen und Canach registrierte HAUDE 1967, daß die Durchwurzelungsspuren im oberen ku1 (Kap. II.4.1.1.) durch die auflagernden Schichten der Bunten Mergel gekappt werden.

In zahlreichen ku-Profilen wird die Basis des Oberen Lettenkeupers durch die erwähnte; stratigraphisch eng begrenzte Geröllführung markiert. Dies gilt etwa für das Syrbiereg-Profil bei Mertert (Tafel 3). Dort erscheint 9 Meter oberhalb des Muschelkalk-Tops eine 5cm mächtige, stark sandige Dolomitlage mit bis 2,5cm großen Quarz- und Quarzitzeröllen. Ihre Basis entspricht dem Grenzniveau ku1/ku2.

In anderen Fällen ist die Grenzziehung Unterer/Oberer Lettenkeuper nur anhand großräumiger Profilvergleiche möglich; oft ist sie zwischen zwei mächtige sandige Bänke zu legen (Tafel 3).

Ähnliches beschrieb DUCHROW 1984 aus dem Weserbergland. Dort liegt die Grenze zwischen Bödexen- und Hohehaus-Formation, d.h. zwischen Unterem und Oberem Lettenkeuper, inmitten einer sandigen Abfolge, zwischen 'Anoplophorasandstein' und dem ersten Sandsteinhorizont des 'Hauptlettenkohlsandsteins' (vergl. DUCHROW 1968).

Im Quarzitzeröll-führenden Sandsteinhorizont des basalen ku2B des Profils Brecht/Südeifel fand GITTINGER 1969 Reste von *Unionites letticus* («*Anoplophora lettica*») und wertete ihn daraufhin als stark reduzierten Vertreter des 'Lettenkohlsandsteins'. Dem ist nur insofern zuzustimmen, als es sich um einen Sandstein innerhalb des Lettenkeupers handelt; ein stratigraphisches Äquivalent der Basisschichten liegt nicht vor (s. Tab. 1). Der Fund von *Unionites letticus* allein hat keine stratigraphische Aussagekraft darüber, ob es sich bei diesem Sandstein um einen Horizont des Unterem oder Oberem Lettenkeupers handelt. Der vornehmlich das Subsidenzmuster des Beckenraumes betreffende Wechsel ku1/ku2 hatte keine grundlegenden Auswirkungen auf die Lebensbedingungen, die genannte Muschel kommt in Basisschichten wie auch in Bunten Mergeln vor (s. dazu Tafel 3 und Profiltafeln in GITTINGER 1969).

Auch in Nordwest-Deutschland erscheinen Sandsteine mit *Unionites letticus* im unteren wie im oberen Teil des Lettenkeupers (Höxter-Gruppe; DUCHROW 1984), im Osnabrücker Bergland bildet der frühere 'Anoplophoren-Sandstein' die basale Einheit des Oberem Lettenkeupers (Rulle-Formation; s. Tab. 5).

II.4.3. Subsidenzmuster des Unterem Keupers

II.4.3.1. Subsidenzmuster des Unterem Lettenkeupers

Die in Kapitel II.4.2. genannten Einzelbefunde zur biostratigraphischen Abgrenzung der Basisschichten können durch lithostratigraphische Parallelisierung zu einem über größere Entfernungen durchhaltenden Bezugssystem kombiniert werden. Es zeigt sich, daß es sowohl zu Beginn als auch am Ende der Basisschichten zu einer verstärkten Zufuhr terrigener Klastika

kam. Die Ablagerung der basalen Ton-Sand-Sequenz beschränkte sich auf die bevorzugten Strömungsrinnen größerer Senkungszonen, daneben bildeten sich (mergelig-)dolomitische Gesteine. Der Top der Basisschichten ist demgegenüber nahezu im gesamten Verbreitungsgebiet sandig ausgebildet.

Die allmähliche Mächtigkeitsreduktion und fazielle Veränderung der Basisschichten gegen Westen läßt sich entlang des mittleren Sauerlandes gut nachvollziehen. Etwa bei Bettendorf keilen sie aus. Die Angabe von GITTINGER 1969, der als letztes Vorkommen des 'Lettenkohlsandsteins' in Richtung auf die Ardennen das Profil Tiefenbach zwischen Wallendorf und Dillingen nannte, kann durch mehrere weitere Lokalitäten ergänzt werden. In den Profilen Gaybach und Reisdorf (Tafel 3) erreichen die Basisschichten noch 5,3 bzw. 3,6m Mächtigkeit. In den Randprofilen Niederbieg (südlich Gentina) und Heicheler Boesch östlich Bettendorf (KÖHLE 1968) zeigen sich letzte Äquivalente des ku1 in Form wechselnd sandiger, z.T. auch fossilführender Dolomite und einer unspezifischen rötlich-bunten Mergelfolge, die nur im stratigraphischen Kontext als Teil der Basisschichten angesprochen werden kann. In den Arbeitsgebieten von MAYER 1968 und BAUM 1989 sind ku1-Serien nicht mehr nachzuweisen. Auch im Profil der südwestluxemburgischen Tiefbohrung Rebieg fehlen die Basisschichten.

Es zeigt sich ein N-S-ausgerichtetes Verbreitungsgebiet dieser Serien zwischen der Südeifel und der Siercker Schwelle.

In der Region südwestlich von Bollendorf macht sich die synsedimentäre Auswirkung einer kleineren rheinischen Grabenstruktur bemerkbar. Die ku-Werte in der Karte erreichen hier ca. 20 Meter. Im Süd-Eifel-Bereich könnte sich dies möglicherweise in dem relativ mächtigen Sandstein-Vorkommen bei Schankweiler (SCHILLINGS 1986) fortsetzen. Auch eine synsedimentäre Aktivität des 'Dillinger Schmalgrabens' ist anzunehmen. GREBE beschrieb bei der Altschmiede nahe Grundhof (ohne eine genauere stratigraphische Zuordnung) eine auffällige Sandsteinfolge des Lettenkohlsandsteins, graue Grobsandsteine in 0,5-1m mächtigen Bänken, wechsellagernd mit sandigen Tonmergeln, mit zahlreichen Pflanzenresten von bis zu 50cm Länge. Offensichtlich bestand hier eine Strömungsrinne. Die basalen Sandstein-Mergelfolgen des Gaybach-Profiles (Tafel 3) sind wohl als randliche Sedimente dieser Strömungsrinne zu deuten. Die letzten Ausläufer der Sandfazies erscheinen im relativ randnah jenseits der Dillinger Grabenstruktur gelegenen Reisdorf-Profil. Durch Reste der Muschel *Costatoria goldfussi* und zahlreiche Pflanzenhäcksel sind sie als Gesteine des Lettenkohlsandsteins gekennzeichnet.

Hinweise auf eine differentielle Subsidenz der Echternacher Grabenzone ergeben sich aus dem Faziesmuster des basalen Lettenkohlsandsteins. Laut GREBE 1892 sind die in der östlichen Südeifel noch gut auszukartierenden 'Unteren kalkigen Dolomite' westlich der Nims nur noch sehr schwach entwickelt. Dies ist insofern von Bedeutung, als der N-S-orientierte Flußlauf der Nims ungefähr die östliche Randstörung der Echternacher Grabenzone nachzeichnet. Unmittelbar westlich dieser tektonischen Linie beherrschen tonig-sandige Serien den basalen Lettenkohlsandstein. Auf Luxemburger Gebiet zeigt dies eine Gegenüberstellung der Profile Monsanto, Tull und Bohrung Echternach (Tafel 3). Im Bereich der Senkungszone kam es offenbar zu einer verstärkten Zufuhr von Sand und Ton. Nach Westen schließt sich wieder eine Dolomit-

fazies an. In den Erläuterungen der geologischen Blätter Oberweis (Profil Wettlingen, Abb. 12) und Bollendorf von GREBE 1892 ist von dünnenschichtigen gelben 'dolomitischen Kalken' mit *Costatoria* («*Myophoria*») *goldfussi* und *Costatoria* («*Myophoria*») *elegans* die Rede. Strukturell ist diese Region einer rheinisch streichenden Hochscholle zuzuordnen¹⁾.

Südlich des Lias-Plateaus wird ebenfalls eine synsedimentäre Senkungstendenz der Echternacher Grabenzone nachgezeichnet. In der Region Betzdorf/Syr erreichen die Basisschichten bis zu 14 Meter (WIBOWO 1967), entlang der westlichen Randzone der Grabenstruktur wurden Mächtigkeiten von 9 bzw. 10 Metern verzeichnet. Aus benachbarten Kartiergebieten wurden fein- bis mittelkörnige Lettenkohlsandsteine mit Glimmergehalten von bis zu 20% beschrieben. Bei Betzdorf erscheinen demgegenüber bis zu 40% Glimmer, die Sandsteine sind teilweise grobkörnig (Tafel 3: Profil Betzdorf). Das von WIBOWO angegebene Verbreitungsgebiet der Grobsandsteine zwischen Boudler und Biwer entspricht dem zentralen Bereich der Echternacher Grabenzone.

Eine weitaus wichtigere Rolle spielte die Saargauer Senkungszone im Osten. Eine genaue Rekonstruktion der Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen wird jedoch erschwert durch die geringe Datendichte. Durch die weitgehende Abtragung der triadischen Deckschichten des westlichen Hunsrück-Randbereiches sind die Unterkeuper-Serien der Saargauer Grabenzone nur noch in Relikten erhalten geblieben. Es liegen nur wenige Einzelbeobachtungen vor.

In den Erläuterungen zu den geologischen Blättern Welschbillig und Trier von GREBE 1892 wird lediglich von einer gut auskartierenden Drei-Teilung des Unterkeupers berichtet; in den basalen 'Unteren kalkigen Dolomiten' werden sandige Einschaltungen erwähnt. Genauer lokalisiert ist nur das Vorkommen von «*Myacites letticus*» (*Pleuromya lettica*) in sandigen Schichten des basalen Unterkeupers westlich Windmühle (südlich Welschbillig), d.h. im Bereich der Saargauer Grabenzone.

Entlang des unteren Sauer-Tales sind Lettenkeuper-Schichten erodiert, lediglich im Westteil der Arbeitsgebiete von IRRLITZ 1966 und WEINHOLD 1967 sind sie in nennenswertem Umfang erhalten geblieben. Ein indirekter Hinweis auf eine synsedimentäre Aktivität der Grabenzone ist das von IRRLITZ 1966 skizzierte Typusprofil der Region zwischen Herborn und Born, in dem bereits ein 3m mächtiger Topsandstein der Basisschichten verzeichnet wurde. Im Text werden Lettenkohlsandsteine bis zu 4 Metern Mächtigkeit erwähnt.

Die Angaben von HEITELE 1984 lassen auf eine Mächtigkeit der Basisschichten im Mündungsbereich der Sauer von ungefähr 11 Metern schließen (Gesamt-Mächtigkeit des Unteren Keupers: 21-22m; Erwähnung eines relativ mächtigen Lettenkohlsandsteins etwa in

¹⁾ Der sich in diesen Kontext nicht einfügende hohe Mächtigkeitswert von ca. 9 Metern ku1, welcher aus dem schematischen Profil Bollendorf einer Profiltafel von HURLER 1968 abgeleitet werden kann, ist in Frage zu stellen. Wahrscheinlich bezieht er sich auf die schon erwähnte — relativ stark subsidente — Region südwestlich von Bollendorf. Schon innerhalb der HURLERschen Arbeit besteht ein Widerspruch zwischen den im Text erwähnten 17 Metern ku bei Bollendorf und den gezeichneten 21 Metern, aus der geologischen Karte lassen sich ku-Werte um 15m entnehmen. Schon GREBE 1892 ordnete dem ku bei Bollendorf lediglich 10-15m zu. Bei einer ku2G-Mächtigkeit von allein 5 Metern (Text- und Profil-Angabe in HURLER 1968) verbleibt damit für den ku1 hier nur noch eine Mächtigkeit von ca. 5 Metern.

der Mitte der Abteilung). Dies steht in Einklang mit der ku1-Mächtigkeit von knapp 10 Metern im Syrbiereg-Profil bei Mertert.

Weitere Aussagen sind aus der von GITTINGER 1964 (S. 38) abgebildeten Profiltafel des Unterkeupers bei Wellen abzuleiten¹⁾. Es dokumentiert sich darin eine engräumig wechselnde Fazies der basalen ku-Serien. Dolomit-Mergel-Wechselfolgen werden lokal von sandig-tonigen Serien vertreten. Eine fazielle Isopie in N-S-Richtung und die nach Osten hin — in Annäherung an die zentrale Saargauer Grabenzone — früher einsetzenden Sandgehalte sind deutlich zu erkennen.

Informationen zur Ausbildung der Basisschichten im zentralen Teil der Grabenzone des Saargaus enthält das Typusprofil der Region Saarburg-Wincheringen-Nittel von HEITELE 1964 (Tafel 3: Profil Saargau). Über einer Wechselfolge von (Ton-)Mergeln und Dolomiten des Oberen Muschelkalks setzt dort der Lettenkohlenkeuper mit einer mächtigen Sandstein-Suite ein. Ähnlich wie am Westrand des Beckens (Profile Gaybach u. Bollendorf) teilt sich die Sandführung der Basisschichten in einen unteren und einen oberen Teil auf, hier jedoch mit einer wesentlich prägnanteren Ausbildung der klastischen Sequenzen. Es erweist sich die lenkende Funktion der Saargauer Grabenzone für sand-anliefernde Strömungen.

Auch in der südlichen Fortsetzung dieser Grabenzone beginnt der ku1 mit Sandsteinen. BAUMANN 1964 beschrieb eine direkte Auflagerung des 'Dittlinger Sandsteins' auf den Dolomiten des Oberen Muschelkalks. Eine nähere Beschreibung liegt nicht vor, sodaß die stratigraphische Reichweite des bis 15m mächtigen Dittlinger Sandsteinkomplexes nicht genauer bestimmt werden kann. Offen bleibt, ob es sich bei dieser Sandsteinfolge um eine fazielle Vertretung der von HEITELE skizzierten Sandstein/Dolomit/Sandstein-Sequenz, also um den Vertreter der gesamten Basisschichten handelt, oder nur um eine besonders mächtige Ausbildung der basalen Sandsteine. Die ku1-Mächtigkeit kann dementsprechend nicht genauer als $\geq 15\text{m}$ angegeben werden.

Das Muster der Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen der Basisschichten enthält auch zahlreiche Hinweise auf eine Interferenz rheinisch streichender Bruchzonen mit variszischen Richtungselementen. Bei Echternach etwa ist der Gegensatz von durchschnittlich hohen Mächtigkeitswerten und der auf eine stark durchströmte Senkenregion hinweisende Fazies auf die Überlagerung der Echternacher Grabenzone mit einer variszischen Hochstruktur zurückzuführen (vergl. Abb. 3 u. 5).

Eine Aktivität der Ardennen-Südrandzone ist ebenfalls zu vermuten. Zwar liegen ku1-Mächtigkeitsdaten aus der nördlichen Süd-Eifel nicht vor, in Mächtigkeitswerten des gesamten Unterkeupers dokumentiert sich jedoch eine deutliche Reduktion in Annäherung an diese Zone. Für die geologischen Blätter Wallendorf und Bollendorf gab GREBE 1892 eine ku-Mächtigkeit von 10-15 Metern an, für Blatt Waxweiler 5-10 Meter, für Blatt Oberweis

¹⁾ Bei der Festlegung der Muschelkalk/Keuper-Grenze in den einzelnen Profilen hatte sich GITTINGER 1964 (teilweise auch GITTINGER 1969) allein am Einsetzen der Sandführung orientiert. Die Folge war eine verwirrende engräumige Schwankung der Mächtigkeiten, die bei einer sorgfältigeren lithostratigraphischen Parallelisierung der Dolomit- und Mergelhorizonte vermieden werden kann.

lediglich 6 Meter. Ein weiterer Hinweis ist das im unmittelbaren Umfeld der Ardennen-Südrandzone gelegene Profil Brecht (Abb. 12). Die dort anstehende 80cm mächtige rötlich-bunte sandige Tonmergel-Serie oberhalb einer Dolomitsequenz des Oberen Muschelkalks wird hier als reduziertes Äquivalent der Basisschichten angesprochen. Diese stratigraphische Bewertung basiert auf einer großräumigen Parallelisierung der geröllführenden Sandsteinbank im Hangenden und deren Interpretation als basale Bildung des Oberen Lettenkeupers (Kap. II.4.2.). Im Bezugssystem der rheinischen Richtungselemente liegt das Brecht-Profil unmittelbar am West-Rand der Echternacher Grabenzone. Gleiches gilt für das weitaus südlicher gelegene Profil Wettlingen. Die deutliche Mächtigerreduktion in Nord-Süd-Richtung zwischen Wettlingen (2,5m ku1) und Brecht (0,8m ku1) ist wohl der verminderten Absenkung der Ardennen-Region zuzuschreiben.

Andere Hinweise ergeben sich aus der Verteilung von Wurzelhorizonten. Sie erscheinen nicht nur auf den Hochschollen des rheinischen Richtungssystems (etwa bei Bollendorf), sondern auch in Interferenzbereichen variszischer Hochstrukturen mit der Echternacher Grabenzone. Dies gilt für die Durchwurzelungsspuren im Profil Tull (Tafel 3) und für die von GITTINGER 1969 in einer Fazieskarte verzeichneten Vorkommen in der Region Oberdonven-Greiweldingen (s. auch Abb. A/24). Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit strukturellen Gegebenheiten. Die nördliche Grenze der Wurzelboden-Funde fällt zusammen mit der bedeutenden variszischen Bruchzone Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(-Sanem) (Abb. 3). Beim Übertritt über diese Linie gehen die ku1-Mächtigkeiten von 14m bei Betzdorf auf 5m bei Kapenaker zurück. Die südliche Begrenzung der Wurzelboden-Funde läßt sich mangels Daten weniger exakt festlegen, es kann nur vermutet werden, daß sie durch die Bruchlinie Altwies-Rommelfangen-Saarburg bestimmt wurde.

Die Fazieskarte von GITTINGER 1969 (S.34, Abb. 11) muß in mancher Hinsicht revidiert werden. Bei der darin ausgewerteten Schichtenfolge handelt es sich um den stratigraphischen Gesamt-Abschnitt von Basisschichten und Bunten Mergeln. Es werden also Faziesmerkmale unterschiedlicher stratigraphischer Horizonte in Beziehung gesetzt. Der Widerspruch zwischen dem von GITTINGER südöstlich von Echternach verzeichneten *Unionites letticus* und den hier angeführten Wurzelabdrücken läßt sich ohne weiteres durch ein Nacheinander verschiedener palökologischer Situationen auf einem schwach akzentuierten Hochgebiet erklären.

Auch die Verteilung sandiger Fazieszonen des ku1 wurden durch variszische Richtungselemente kontrolliert. So beschrieb IRRLITZ 1966 in Nordost-Luxemburg eine ENE-WSW-orientierte Zone stark reduzierter Sandstein-Mächtigkeiten (Boursdorf-Pafebiereg-Klimmesbiereg), eingerahmt vom Sandsteinzug Léieren-Mompach-Herborn im Süden und einer Region allmählich ansteigender Mächtigkeiten im Norden. Die genannte Linie minimaler Sandstein-Mächtigkeiten fällt mit einer variszischen Hochscholle — der Nordost-Fortsetzung der 'Schwelle von Blaschette-Born' (Kap. I.2.a.) — zusammen.

Ein weiteres Indiz für die Aktivität variszischer Richtungselemente ist der schmale, NE-SW-streichende Gesteinskörper des 'Dittlinger Sandstein'. BAUMANN 1964 erwähnte, daß dieser Sandsteinzug gegen Nordosten in Tone und Mergel übergeht. Dies könnte damit erklärt werden, daß die sandanliefernden Strömungen, von Norden durch die Saargauer Grabenzone kommend, nach Überschreiten der Bruchlinie Altwies-Rommelfangen-Saarburg (Abb.

3) dem Verlauf der dort angrenzenden schmalen variszisch streichenden Tiefscholle folgten und entsprechend umschwenkten (Tafel 7/2).

Der Verlauf des Sandsteinzuges unterstreicht die Aktivität einer schmalen variszischen Hochscholle im Süden, die schon während des Oberen Muschelkalks in Erscheinung getreten war. Die Ceratitenschichten sind als geringmächtige Schwellenfazies, ähnlich dem schwäbischen 'Trigonodusdolomit', ausgebildet (GITTINGER 1969, S. 28 u. 30, Abb. 10). Auch die besondere Fazies des mo/ku-Grenzbereiches deutet auf eine paläogeographische Schwellenposition. In einer 65cm mächtigen Abfolge von Schilldolomiten fanden sich u.a. *Costatoria goldfussi*, *Unionites letticus* (GITTINGER 1969, s. auch Profil Nennig, Tafel 3). Die in großer Menge angehäuften Schalenreste deuten auf ein relativ stabiles Hochgebiet, auf dem es durch die wiederholte Umlagerung zur Bildung einer 'Grenzlumachelle' kommen konnte. Bei der geringen Subsidenzrate an dieser Stelle ist ein gemeinsames Vorkommen sehr verschieden alter Schalenrümpfer in dieser mehrfach aufbereiteten Schalenbrekzie nicht auszuschließen.

Faziesdaten aus der südlichen Fortsetzung der Saargauer Grabenzone fehlen. Jenseits der Siercker Schwelle, in den Legenden und Erläuterungen der französischen geologischen Blätter Sierck-Sarreguemines, Sarreguemines, Thionville-Waldwisse, Uckange, Metz und Sarrebourg sowie bei MÉGNIEN 1980 werden im tieferen Unterkeuper ('Dolomie inférieure de la Lettenkohle') keine Sandsteine erwähnt. Im Gegensatz dazu erscheinen in den von GITTINGER 1969 dargestellten nord-lothringischen Profilen Malling und Rettel mächtige 'Lettenkohlsandsteine'. Zumindest ein Teil der Sande konnte offenbar die Siercker Schwelle überwinden. Die zwei genannten Profile liegen im östlichen Randbereich der Echternacher Grabenzone. Sehr wahrscheinlich trugen nicht nur die durch die Echternacher Grabenzone gelenkten sand-anliefernden Strömungen zur Akkumulation der Lettenkohlsandsteine bei Malling und Rettel bei, sondern auch die der Saargauer Grabenzone. In Anbetracht des bereits skizzierten Umbiegens der Sandfazies bei Dittlingen wäre eine Vereinigung der beiden Teilströme im nordwestlichen Vorfeld der Siercker Schwelle denkbar. Dies würde bedeuten, daß die Schwellenzone von Sierck während des Unteren Lettenkeupers ebenso wie zur heutigen Zeit lediglich im Gebiet östlich der Mosel in Erscheinung trat. Während die Saargauer Senkungszone von variszischen Richtungselementen unterbrochen wurde, setzte sich die westliche Echternacher Grabenzone nach Süden hin fort.

Während in den beiden nord-lothringischen Profilen die Lage der mo/ku-Grenze und damit die Ausbildung des basalen ku1 noch strittig ist, erlaubt das im östlichen Randbereich der Echternacher Grabenzone gelegene, südost-luxemburgische Profil Schengen eine Aussage zur Fazies des basalen Unterkeupers. Dort setzen bereits 55cm oberhalb des mo-Tops — über wechselnd sandigen dünnplattigen Mergeln und Dolomiten mit Pflanzenresten und *Cyzicus (Euestheria) minuta* — die ersten kompakten Sandsteine ein. Dies ist insofern bemerkenswert, als im nördlichen Teil der Echternacher Grabenzone, bei Betzdorf (Tafel 3) und in der Bohrung Waldbredimus, im untersten ku1 keine nennenswerten Sandgehalte auftreten. Möglicherweise handelt es sich bei Schengen um umgelenkte Sande aus der Saargauer Senkungszone. Auch die sandige Fazies des basalen (?) Unterkeupers im Kindquellen-Bohrprofil bei Mondorf könnte darauf hindeuten.

Ein direkter Vergleich der Mächtigkeiten nördlich und südlich der Siercker Schwelle und der Nachweis einer synsedimentären Aktivität dieser Struktureinheit ist bislang nicht mög-

lich. Dies ist maßgeblich der biostratigraphischen Ungleichrangigkeit der luxemburgischen und lothringischen Muschelkalk/Keuper-Grenze zuzuschreiben (Kap. II.3. u. II.4.2.). Ferner ist ungeklärt, inwieweit die Obergrenze der luxemburgischen Basisschichten und der nordlothringischen 'Dolomie inférieure de la Lettenkohle' (Tab. 5) stratigraphisch gleichzusetzen sind. Denkbar wäre, daß ein Teil der auffallend mächtigen 'Argiles de la Lettenkohle' noch zum Unteren Lettenkeuper gehört, schließlich beschränkt sich die Dolomitfazies des tieferen Unterkeupers Luxemburgs auf den unteren und mittleren ku1, während der höhere ku1 im wesentlichen klastisch ausgebildet ist.

Nach den Erläuterungen zum geologischen Kartenblatt Sarreguemines (Maßstab 1:50.000) handelt es sich bei den 'Argiles (bariolées) de la Lettenkohle' um eine relativ inhomogene und damit weiter zu untergliedernde Gesteinsabfolge von 20 Metern Mächtigkeit. Die basalen Mergelserien (10m) sind durch ihre graugrünen bzw. graublauen Farben deutlich von den auflagernden, lebhaft bunt gefärbten Mergelfolgen (5m) abgehoben. Letztere sind möglicherweise das Äquivalent der luxemburgischen Bunten Mergel. Die oberen, stark dolomitischen Serien der 'Argiles de la Lettenkohle' (5m) entsprechen wohl dem unteren Grenzdolomit der luxemburgischen Unterkeuper-Gliederung.

Zusammenfassend ergibt sich eine komplexe interne Gliederung des Beckenraumes durch die variierende Interferenz rheinischer und variszischer Richtungselemente (Tafel 7/2), wobei rheinische Elemente dominieren. Die strukturelle Wechselwirkung der variszischen und der rheinischen Richtung betraf insbesondere die weniger stark absinkenden Grabenzonen im Westen. Die Folge war wohl ein durch mehrere Vorsprünge gegliederter Westrand des Beckens. Die Saargauer Grabenzone im Osten trat demgegenüber als mehr oder weniger durchgehendes N-S-ausgerichtetes Senkungsfeld in Erscheinung, vermutlich endete es im Vorfeld der Siercker Schwelle.

Generell bestand der Luxemburger Sedimentationsraum des ku1 aus einer Vielzahl unterschiedlich stark absinkender Teilbereiche. Für eine großräumige Korrelation einzelner Horizonte oder Sedimentationszyklen, wie es im Inneren des Germanische Beckens mit Erfolg versucht wurde (s. dazu KÄSTNER 1972, DUCHROW 1984), bestehen daher recht ungünstige Voraussetzungen.

II.4.3.2. Subsidenzmuster des Oberen Lettenkeupers

Die beiden Schichtglieder des Oberen Lettenkeupers -- die Bunten Mergel (ku2B) und der Grenzdolomit (ku2G) -- zeigen sehr ähnliche Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen. Im folgenden werden sie gemeinsam abgehandelt (vergl. dazu Tafel 7/2).

Deutlich zeigt sich eine synsedimentäre Mobilität der Ardennen-Südrandzone. In Annäherung an die Ösling/Gutland-Grenzlinie ergibt sich eine rasche Mächtigkeitsreduktion. Ebenso wie im mo2C2 ist eine synsedimentäre Aktivität der Warktal-Linie (Abb. 3) nachzuweisen. Während südlich davon, in den Profilen Schankengrieche (Abb. 12) und Gilson, 4-5m mächtige ku2B-Serien auftreten, erscheint im unmittelbaren Umfeld dieser Struktur eine stark reduzierte Abfolge (Profil Haedebierg: 1,3m ku2B). Nördlich des Wark-Tales sind Unterkeuper-

Serien nicht erhalten geblieben. Gegen Westen verklingt der Einfluß der Warktal-Linie. Die in der Region Folschette-Nagem gelegenen Profile Hanzengrond, Füsselecher und Jongeboesch weisen mit 5-6 Metern vergleichsweise hohe ku2B-Mächtigkeiten auf.

Auch im ku2G war die Warktal-Linie mobil. Zwischen dem Schankengriecht-Profil und dem Profil Haedeberg nimmt die ku2G-Mächtigkeit auf kurze Distanz deutlich ab (Abb. 12). Gleiches gilt für die weiter östlich gelegenen Profile Vichten-Grosbous bzw. Tommesberg (SCHNEIDERS 1986). Wieder fällt das Ende der markanten Fazies- und Mächtigkeitsdifferenzierung durch die Warktal-Linie gegen Westen mit dem Ausklingen der heutigen Warktal-Störung zusammen. Die westlich gelegenen Profile Hanzengrond, Füsselecher und Jongeboesch unterscheiden sich nur wenig von dem der Schankengriecht.

Nach Süden zeigt sich eine relativ gleichmäßige Zunahme der Mächtigkeiten. Das Mächtigkeitsmaximum der nordwestluxemburgischen ku2B-Serien zentriert sich auf eine variszisch streichende Senkungsstruktur im südlichen Vorfeld der Peckelshaff-Linie (Attert-Graben, vergl. Kap. I.2.a. u. Abb. 3). Während im zentralen Teil 8,8 Meter ku2B auftreten (Bohrung Ell), erscheinen randlich davon 6,5 bzw. 6,2 Meter (Profile Routgriecht bzw. Klouschergriecht), im äußeren südlichen Randbereich (Region Boevange-Bissen-Colmar) schließlich nur noch 4 bis 5 Meter (Abb. 12). Dieses Absenkungsmuster erklärt auch, daß die Serien des ku2B selbst noch in den äußerst nordwestlich gelegenen Profilen als 'düsterbunte' sandige Mergel ausgebildet und relativ problemlos einzustufen sind. Im belgischen Profil Attert treten mit den von BOCK & WAGNER 1986 verzeichneten dezimeter-großen Karbonatkonkretionen noch typische Faziesmerkmale nordwest-luxemburgischer ku2B-Serien (SCHNEIDERS 1986) auf. Entsprechendes gilt für den Grenzdolomit. Die auffällig grobe Gesteinsausbildung des basalen ku2G im Attert-Profil und die bei Boevange vorkommenden, relativ reinen und mächtigen 'Drusendolomite' (Kap. II.4.1.3.) sind fazielle Hinweise auf die überdurchschnittliche Absenkung einer variszisch orientierten Grabenzone als Spezialstruktur im Süd-Teil des Attert-Grabens.

Bemerkenswert ist, daß sich einige westluxemburgische ku2G-Profile sowohl durch eine supratidal-terrestrische Randfazies als auch durch relativ hohe Mächtigkeiten auszeichnen. Offenbar wurde der Schichtstapel der Randregion durch die Sedimentzufuhr aus dem nahegelegenen Hinterland immer wieder bis knapp über den Meeresspiegel erhöht. Der umgekehrte Fall gilt für die Profile der nordöstlichen Ardennen-Südrandzone. Dort erscheint eine feinklastische, überwiegend aber karbonatische ku2G-Normalausbildung in stark reduzierter Mächtigkeit. Charakteristisch ist das Fehlen nennenswerter Mergelzwischenlagen (Profile in HURLER 1968, THIELEN 1969 und BAUM 1989; Tafel 3 u. Abb. 12). Die relativ reinen Dolomite sind ein kondensiertes Äquivalent der weitaus mächtigeren Dolomit-Mergel-Folgen des inneren Beckens. Je nach Ausmaß der terrigenen Materialzufuhr erhöhte sich die durch die 'Hintergrund-Sedimentation' von Karbonat bedingte minimale Mächtigkeit. Dabei bestimmte die (struktur-kontrollierte) Morphologie des Beckenbodens den Weg der sedimentanliefernden Strömungen. Von Nordwesten bzw. Westen kommend bevorzugten diese den stärker absinkenden südlichen Beckenteilbereich. Gelegentliches Trockenfallen der Randregion bedingte eine zusätzliche Reduktion der Mächtigkeiten. Dies zeigt auch der Vergleich der nordwestluxemburgischen Profile Schankengriecht und Haedeberg. Im südlich gelegenen Schankengriecht-Profil erscheint eine vergleichsweise sandige Fazies (Abb. 12). Die von Nordwesten kommenden Schuttströme sparten offenbar das Hochgebiet nördlich der Warktal-Linie

weitestgehend aus. Im stärker absinkenden Areal im Westen kam es zur Bildung von litoral überprägten Schuttfächer-Sedimenten (vergl. dazu Profile Hanzengrund, Füsselecher, Jongeboesch, Abb. 11, sowie Kap. II.4.1.2. u. II.4.1.3.).

Eine synsedimentäre Mobilität der Ardennen-Südrandzone ist auch im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes nachzuweisen.

Die Zone geringer ku2G-Mächtigkeiten setzt sich zwischen Sauer- und Our-Tal fort (LUCIUS 1948) und reicht noch bis in den Bereich der geologischen Kartenblätter Wallendorf, Bitburg und Kyllburg; dem Grenzdolomit werden dort nur noch 0,5 bis 1 Meter zugeschrieben (NEGENDANK 1983). Zwischen dem Deifebaach-Profil bei Medernach und dem Profil Broderbour südlich Diekirch geht der ku2G von $\geq 5,7$ auf 2,1m zurück.

Eine Mächtigkeitsreduktion der unterlagernden Bunten Mergel beim Übertritt über die östliche Ardennen-Südrandzone nach Norden ist lediglich indirekt nachzuweisen; sie ergibt sich aus den von GREBE für die einzelnen Süd-Eifel-Kartenblätter notierten ku-Gesamtwerten (vergl. auch Kap. II.4.3.1.).

Interessant sind die Mächtigkeitsverhältnisse im Bereich des Steinbruches Walch ('Gemengeboesch'/südöstlich Gilsdorf bzw. südlich Bettendorf). In diesem sehr ausgedehnten Steinbruch-Areal haben Profilaufnahmen verschiedener Bearbeiter deutlich differierende Ergebnisse zur Ausbildung des Oberen Lettenkeupers erbracht. In Anbetracht dessen, daß das Aufschlußgebiet im Übergangsbereich zwischen den beiden süd-abschiebenden variszischen Bruchelementen Peckelshaff-Linie (im Westen) und Bruchlinie Moestroff-Kruchten-Stockigt (im Osten) liegt (Abb. 3), kann wohl angenommen werden, daß in Abhängigkeit von den aktuellen Aufschlußverhältnissen jeweils unterschiedliche Teilzonen des Steinbruch-Areals bearbeitet worden sind. So verschiedene ku2B- und ku2G-Mächtigkeiten wie 1,85 bzw. 2,55m (THIELEN 1969 u. GITTINGER 1969) und 0,85 bzw. 1,25m (WAGNER 1982) wären dann durch die tektonische Ungleichwertigkeit der entsprechenden Profilpositionen zu erklären.

Ein wichtiges Indiz für eine Mobilität der Ardennen-Südrandzone sind die Geröll-Einschaltungen im basalen ku2B. Sie beschränken sich auf die Region der westlichen Süd-Eifel und des nordöstlichen Luxemburgs (Abb. A/25) und umrahmen damit den Zwickelbereich von Ardennen-Südrandzone und Eifeler Nord-Süd-Zone. Differentielle Senkungsbewegungen hatten hier wohl zur Abtrennung eines Blocks verminderter Subsidenz geführt; es bildete sich eine Schwellenregion, die zu Beginn des Oberen Lettenkeupers für kurze Zeit als Liefergebiet grober ardennischer Klastika in Erscheinung trat. Auch eine Aufarbeitung randlich aufliegender triadischer Deckschichten ist anzunehmen; SCHILLINGS 1986 erwähnte neben devonischen Geröll-Komponenten auch faustgroße Dolomit-Klasten.

Die Subsidenz der Eifeler Nord-Süd-Zone im Oberen Lettenkeuper ergibt sich nicht nur aus der regionalen Ausdehnung des basalen Geröllschleiers sondern auch aus dem Vorkommen von glimmerreichen Quarzsandsteinen in Süd-Eifel, Saargau und Ost-Luxemburg. Ebenso wie im Unteren Lettenkeuper ist eine Herkunft des Sandmaterials von Norden und eine tektonische Kontrolle der Zulieferung durch die Eifeler Nord-Süd-Zone wahrscheinlich. Es erge-

ben sich mehrere Hinweise auf eine synsedimentäre Aktivität rheinisch streichender Strukturelemente.

Im Umfeld der Saargauer Grabenzone zeichnen die Profile Wasserbillig und Serincherbach (GOOS et al. 1966 bzw. GITTINGER 1969) mit jeweils ≥ 8 Metern ku_2B — in beiden Fällen ist die ku_1/ku_2 -Grenze nicht erfaßt worden — eine relativ starke Subsidenz nach. Der von NEGENDANK 1983 für den Bereich des geologischen Blattes Trier angegebene, recht hohe ku_2G -Mächtigkeitwert von 10m fällt regional etwa mit dem Zentrum der Saargauer Grabenzone zusammen. Fazielle Angaben in der Literatur beschränken sich auf die westlichen Teilbereiche der Struktur. Im Syrbiereg-Profil bei Mertert treten in den Bunten Mergeln auffallend hohe Sandgehalte auf (Tafel 3). Gleiches gilt für das Profil Acht bei Wellen; sandige Einschaltungen reichen hier teilweise bis an die Basis des Grenzdolomits. Aus der Region Mompach/Untersauer beschrieb IRRLITZ 1966 braunrote tonige Sandsteine im unteren und mittleren ku_2B . Es bilden sich die günstigen Zulieferbedingungen einer bevorzugten Strömungsrinne ab, kontrolliert durch die Saargauer Grabenzone.

Weitere Hinweise enthalten die Beschreibungen des Syrbiereg-Profils von GOOS 1965, GITTINGER 1969 und DEMONFAUCON 1982. Die Basis des Oberen Lettenkeupers wird dort durch eine geröllführende, stark sandige Dolomitlage markiert. Darüber folgt eine 1m mächtige, am Top abermals geröllführende dolomitische Sandsteinfolge mit *Unionites letticus* (Bestimmung unter Vorbehalt, s. GOOS 1965). Offenbar kam es durch eine andauernde Sand-Anlieferung zur Aufspaltung des basalen Geröll-Horizontes in zwei einzelne Lagen. Ein hoher Anteil «erzunkruster» Fossilshalen (Dünnschliff-Beschreibung in GOOS 1965) im genannten Dolomitbänkchen dokumentiert eine Phase kondensierter Sedimentation. Dies unterstreichen auch die in dieser Schicht enthaltenen Fischzähne und -schuppen, unlösliche Reste eines marinen Sedimentes, dessen karbonatischen Bestandteile zum größten Teil korrodiert wurden. Denkbare Ursache einer solchen Kondensationsphase ist eine Erniedrigung des pH-Wertes durch einen zeitweilig verstärkten Zustrom fluviatiler Süßwässer. Typisch ist auch die erhebliche Variationsbreite der dortigen ku_1 -Fazies. Im Profil von GITTINGER 1969 sind keinerlei Geröll-Einschaltungen vermerkt, die Grenze ku_1/ku_2 ist hier zwischen einer Sandsteinbank und einer dünnen Dolomitlage mit Fischresten zu ziehen (vergl. auch Kap. II.4.2.).

Ein von IRRLITZ 1966 angeführtes ku_2G -Bonebed westlich von Givenich ergänzt diese Befunde.

Eine überdurchschnittliche Subsidenz der Echternacher Grabenzone ist mit den verfügbaren Mächtigkeit-Daten nicht nachzuweisen. Lediglich fazielle Hinweise liegen vor. Dies gilt für den von WIBOWO 1967 erwähnten graugelben Sandstein (Grobsandstein?, s. Tafel 3: Profil Betzdorf) im ku_2B zwischen Boudler und Biwer wie auch für die ku_2G -Bonebed-Vorkommen am Tull-Berg bei Echternach (ZELLER 1966), südwestlich von Biwer (WIBOWO 1967) und nordwestlich von Remich (STOCK 1967). Die erhöhten (Mittel-)Sand-Gehalte im ku_2G des Kapenaker-Profils südöstlich von Flaxweiler sind wahrscheinlich einer strömungskontrollierenden Wirkung der (heute noch sehr stark ausgeprägten) östlichen Randstörung der Echternacher Grabenzone zuzuschreiben.

Vergleichsweise geringe Mächtigkeiten im Raum Echternach legen den Schluß auf die interferierende Wirkung einer variszischen Hochstruktur nahe, wie es schon für den Unteren

Lettenkeuper beschrieben worden war (Kap. II.4.3.1.).

Auch westlich der Eifeler Nord-Süd-Zone wurden rheinisch orientierte Senkungszone als Strömungsrinnen faziell nachgezeichnet. Die von GREBE 1892 angeführte Profifolge der Region Nusbaum-Freilingerhöhe (nordöstlich Bollendorf) kann wohl als Hinweis auf eine verstärkte Material-Anlieferung in den Bereich des 'Schmalgrabens von Dillingen' (Kap. II.2.c., Abb. 5) gewertet werden. Das basale ku2B-Konglomerat ist dort durch zwischengeschalteten Sandstein in zwei separate Geröll-Horizonte aufgespalten und relativ mächtig (ca. 1,5m). Ähnlich ist es mit den Sandgehalten im tieferen Grenzdolomit, die sich im Deifebaach-Profil bei Medernach gemeinsam mit größeren Dolomitklasten in Form sehr flachgründiger und breiter Rinnen oder dünner Lagen in den Dolomiten einschalten. Die Nähe zur Bruchlinie der Weißen Ern (Kap. I.2.c.) läßt hier einen entsprechenden Zusammenhang vermuten. Analoges gilt für den als geröllführender Schilddolomit ausgebildeten basalen ku2G des Mouschbiere-Profiles und einen konglomeratisch entwickelten Dolomit mit Quarz- und Quarzit-Geröllen beim Clemenshaff südlich Diekirch (BAUM 1989); möglicherweise dokumentiert sich darin eine Kontrolle durch eine nördliche Fortsetzung der heutigen Bruchlinie Stegen-Schrandweiler.

Überraschend zeigt sich ein Regime rheinischer Richtungen während der durch humidere Klimabedingungen gekennzeichneten Zeitspanne des höheren Grenzdolomits (Kap. II.4.1.3.). Dies ergibt sich aus der Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der erwähnten klastischen Sonderfazies des oberen ku2G. In West-Luxemburg handelt es sich dabei um graugrüne, i.w. schrägschichtete fein- bis mittelkörnige Sandsteine.

Die typisch ardennische Zusammensetzung dieser Gesteine war der Grund zahlreicher stratigraphischer Fehl-Einstufungen, bei denen die z.T. konglomeratischen Sandsteine des oberen ku2G mit den Serien des Schilfsandsteins (vergl. GREBE 1892; LUCIUS 1948, S. 75; KÖHLE 1968) oder des Pseudomorphosenkeupers (LUCIUS 1948, S. 80) verwechselt wurden. In längeren Profilen von Wasserrissen oder Bohrkernen ist die Zugehörigkeit der betreffenden Sandsteine zum Grenzdolomit offensichtlich. Dies gilt besonders für die Region östlich des Alzette-Tales, wo der ku2G in mergelig-dolomitischer Normalausbildung vorliegt. Als Beispiele sind die Profile Mersch (unmittelbar westlich des Alzette-Laufes gelegen), Benschelt, Deifebaach und Mouschbiere zu nennen. Auch in den Bohrprofilen Colmar-Pont und Rebiere ist der Sandstein am Top des Grenzdolomits deutlich auszumachen. Westlich davon verwischen die Unterschiede zwischen der versandeten Abfolge des tieferen ku2G und der sandigen Topsequenz, sodaß eine Abgrenzung nicht mehr möglich ist.

Die entsprechenden Sandsteine in Ost-Luxemburg werden als grau gelbe, glimmerführende, z.T. auch grobkörnige Gesteine beschrieben (SABBAGH 1967, WIBOWO 1967). Die 'Fremdheit' des Materials der ostluxemburgischen Sand-, Silt- und Tonsteine wird unterstrichen durch den auffällig hohen Kaolinit-Gehalt. WAGNER 1982 wies in einem sandigen Siltstein des oberen ku2G der Moselregion (Profil Long Kaul bei Wellen) 48% Kaolinit nach. In der Trias-Randfazies ardennischer Abkunft erscheinen Kaolinit-Gehalte von maximal 20%, meist treten vernachlässigbar geringe Spuren auf (WAGNER 1982, DITTRICH 1982, BOCK & WAGNER 1986). Hohe Kaolinit-Gehalte um 50% zeichnen hingegen den Unteren und Oberen Muschelkalk der Normalfazies aus (WAGNER 1982), auch im luxemburgischen Rhät erscheinen relativ hohe Werte (HENDRIKS 1982, S. 219). In allen Fällen war eine offene

Verbindung nach zur Region nördlich der Massive von Eifel und Ardennen und ein Zustrom von Norden nach Süden wahrscheinlich (STOLL 1981, HENDRIKS 1982).

Auch wenn die klastische Teilsequenz des oberen Grenzdolomits im engeren — an die Süd-Eifel gebundenen — Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone kaum nachzuweisen ist (Beschreibungen in GREBE 1891-2 u. NEGENDANK 1983), ist eine Zufuhr der ost-luxemburgischen ku2G-Sandsteine von Norden anzunehmen. Ihre Verbreitung ist in auffälliger Weise an die südliche Verlängerung der Eifeler Nord-Süd-Zone geknüpft.

Gelegentlich werden auch einzelne rheinische Bruchelemente durch die Fazies- und Mächtigkeitsverteilung nachgezeichnet. Dies gilt etwa für das im Zentrum der Saargauer Grabenzone gelegene Sandstein-Vorkommen bei Wasserbillig (2,3m relativ grobkörnige Sandsteine; F.KUPSCH in GOOS et al. 1966). Im Bohrprofil T68 des Hafenbeckens bei Mertert entspricht dem eine 1,9m mächtige Abfolge grauer Tone. In Anbetracht der Position im Umfeld der Saargauer Grabenzone kann diese von einem Dolomit abgeschlossene Tonsequenz wohl als distales Äquivalent der ku2G-Topsandsteine aufgefaßt werden. Die Sandsteine klingen nach Süden hin aus, ein Hinweis auf eine rasch nachlassende Transportkraft. Südlich von Grevenmacher treten i.w. nur noch Silt- und Tonsteine auf. Eine Nachzeichnung der Echternacher Grabenzone könnte sich in der 2m mächtigen Ton-/Sandstein-Sequenz des Kapenaker-Profiles andeuten, ebenso im Gracht-Profil bei Echternacherbrück und in der Bohrung Echternach, wo unterhalb eines vergleichsweise mächtigen Top-Dolomites (von GREBE 1892 irrtümlich als «Bleiglanzbank» des Mittelkeupers angesprochen) eine 2m starke Ton(-mergel)-Sequenz ansteht. Die auffallend feinklastische Entwicklung in den relativ nördlich gelegenen Echternacher Profilen ist dabei der abschirmenden Wirkung der bereits genannten interferierenden variszischen Hochstruktur zuzuschreiben.

Nicht immer war die fazielle Nachzeichnung des strukturellen Inventars so akkurat wie in den beschriebenen Einzelfällen. Anstelle zweier separater Grabenzone, die die strukturelle Interngliederung der Eifeler Nord-Süd-Zone im luxemburgischen Raum bestimmen, zeichnet sich meist ein kaum differenzierter, beide Teil-Elemente umspannender Senkungsraum ab. Die zentrale Horststruktur bot den sand-anliefernden Strömungen offenbar kein Hindernis. Der Grund für diese geringe Sensibilität bei der Abbildung kleinerer Mobilitätsdifferenzen des Beckenbodens mag in einer raschen Sedimentation dieser Teilabfolge des Grenzdolomits zu suchen sein. Darauf deuten auch die im Rebiereg-Profil beobachteten Fluchtgänge benthonischer Organismen.

Die Sandfazies des östlichen und des westlichen Luxemburgs wird getrennt durch eine Zone, in der der obere ku2G vergleichsweise geringe Sandgehalte aufweist. Diese Zone erstreckt sich zwischen Bollendorf-Weilerbach im Osten und dem Tal der Weißen Ern im Westen. Strukturell ist sie an das Hochgebiet zwischen der West-Grenze der Grabenzone von Echternach und dem rheinischen Bruchelement der Weiße Ern-Linie (Abb. 5) geknüpft. Die verminderte Absenkung dieser Region bewirkte eine Trennung der Glimmer- und Kaolinitreichen Sand- und Ton-Fazies im Osten und den ardennischen Einflüssen im Westen.

Die interne fazielle Differenzierung des oberen Grenzdolomits West-Luxemburgs belegt ebenfalls eine gewisse Kontrolle durch rheinische Strukturelemente. So erklärt sich der auffällig hohe ku2G-Mächtigkeitswert bei Cruchten (Profil Benschelt, Abb. 12) durch eine überdurchschnittlich mächtige Mergel-Sandstein-Wechselfolge des oberen Grenzdolomits. Ver-

einzelte, bis 3 cm große Quarz- und Quarzit-Gerölle und erhebliche Mengen von zentimetergroßem Pflanzenhäcksel deuten auf hohe Transportenergien und damit auf eine bevorzugte Strömungsrinne in dieser Position. Eine abermalige synsedimentäre Aktivität der nahegelegenen rheinischen Bruchlinie östlich Stegen-Schrandweiler (Abb. 5) ist anzunehmen. Auch die relativ hohe Mächtigkeit bei Colmar ist so zu deuten. Denkbar wäre eine strukturell kontrollierte Direkt-Verbindung zum Hinterland im Norden mit direkter Geröll-Zufuhr in diese relativ östliche Teilzone des Beckens. Gleiches gilt für die Region des Weiße Ernztals. Auch hier, in unmittelbarer Nähe der Bruchzone der Weißen Ernztal, ist eine Geröllführung des Grenzdolomits zu beobachten (vergl. THIELEN 1969 u. Profil Deifebaach, Tafel 5). Gegen Osten bzw. Nordosten, im Bereich der erwähnten Schwellenzone, klingen grobklastische Komponenten des höheren ku2G allmählich aus (bei Reisdorf u. am Haereberg/Dickirch: dünne Sand- oder Geröll-Lagen in den oberen Dolomiten; Profil Gaybach: sandige Dolomite im oberen ku2G, s. HURLER 1968 u. Tafel 3). Die überdurchschnittlich hohen ku2B-Mächtigkeiten der beiden nordwest-luxemburgischen Profile Tommesberg (ca. 3m ku2B) und Bohrung Everlange (8,1m) sind wahrscheinlich einer mit dem variszisch streichenden Attert-Graben interferierenden rheinischen Senkungszone zuzuschreiben.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß das Subsidenzmuster des Oberen Lettenkeupers (ku2) von variszisch und rheinisch streichenden Strukturelementen bestimmt wurde. Außerhalb des engeren Bereichs der Ardennen-Südrandzone ist eine Wirkung variszischer Richtungselemente allerdings nicht völlig sicher nachzuweisen. Beim Vergleich der Strukturpläne von Bunten Mergeln (ku2B) und Grenzdolomit (ku2G) zeigen sich nur unwesentliche Unterschiede (Tafel 7/1); es handelt sich um Modifikationen ein und desselben Grundmusters.

Eine Aktivität des variszischen Richtungselementes der Siercker Schwelle im Süden ist lediglich zu vermuten; die wenigen vorhandenen Mächtigkeitsdaten erlauben keine gesicherte Aussage. Mächtigkeitsvergleiche zwischen den Bunten Mergeln und den 'Argiles (bariolées) de la Lettenkohle' sind ebenso problematisch (Kap. II.4.3.1.) wie solche zwischen dem luxemburgischen Grenzdolomit und der lothringischen 'Dolomie-limite de la Lettenkohle'. Während nördlich der Siercker Schwelle eine vergleichsweise mächtige Wechselfolge von Dolomiten und Mergeln als 'Grenzdolomit' bezeichnet wird, gilt in Frankreich lediglich die kompakte, 2-5m mächtige Dolomitsuite am Top des Unterkeupers als 'Dolomie-limite'.

II.5. Mittlerer Keuper (km)

II.5.1. Pseudomorphosenkeuper («km1»)

Das Schichtglied des 'Pseudomorphosenkeupers', ein Äquivalent der lothringischen 'Marnes irisées inférieures' (MÉGNIEN 1980) bzw. des germanischen Gipskeupers i.e.S. ('Grabfeld-Folge', GWINNER 1980), zeigt im Untersuchungsgebiet eine erhebliche fazielle Variationsbreite.

In der an die 200m mächtigen «km1»-Normalfazies Süd- und Ost-Luxemburgs dominieren schwach dolomitische Tonmergel mit vereinzelt Dolomit- oder Silt- bzw. Feinsandstein-Zwischenlagen. Die oft recht hohen Sulfat-Gehalte — obertage vertreten durch knollig-brekziöse

Kalzit- oder Dolomitlagen —, vereinzelte Spuren von Steinsalz (Kap. II.5.1.2.c.) und Mg-betonte corrensitische und chloritische Tonmineral-Phasen (WAGNER 1982, SCHRADER 1983) deuten auf ein hochsalinares Ablagerungsmilieu. Verbreitet treten Pseudomorphosen nach Steinsalz auf, sie kommen auf Ober- und Unterseiten der Dolomit- und Sandstein-Zwischenlagen vor und erreichen Kantenlängen von bis zu 5 Zentimetern (IRRLITZ 1966). Darüberhinaus fanden sich großdimensionale polygonale Trockenrißmuster auf der Oberfläche knolliger Dolomithorizonte als Residualbildungen ehemaliger Evaporitkrusten (Profil Gracht/Echternacherbrück). Ebenso wie die Steinsalz-Pseudomorphosen sind sie ein typisches Merkmal eines Sebkha- bzw. Playa-Milieus (vergl. HAUSCHKE 1985, 1987). Auch Fenstergefüge treten auf (SCHILLINGS 1986). Die Wassertiefen waren allgemein sehr flach, die Absenkung des Beckenbodens wurde durch das zugeführte terrigene Sedimentmaterial wirkungsvoll kompensiert. Episodisch kam es durch niederenergetische marin-lagunäre Ausläufer der weit entfernten Tethys im Süden (s. z.B. ZIEGLER 1982, SCHRÖDER 1982) zur flachgründigen Überflutung des Beckenbodens. In regressiven Phasen wurde das Becken zu einer ausgedehnten Supratidallandschaft.

Die ehemaligen Randregionen des Beckens sind durch eine geringmächtige mergelig-sandig-konglomeratisch-dolomitische Fazies gekennzeichnet. Das Komponentenspektrum der Konglomerate umfaßt i. w. Milchquarze und verschiedenfarbige, meist dunkelgrün getönte Quarzite, daneben treten Sandstein-, Dolomit- und Tonmergelklasten auf. Untersuchungen von WIEBEL 1968 zur Geröll-Einregelung und zahlreiche granulometrische Bearbeitungen (z.B. CONSTANTINE 1970, BOCK & WAGNER 1986, BOCK 1988) wiesen auf eine Material-Anlieferung durch episodische aride Schichtfluten, Schutt- und Schlammströme, und hochenergetische, kurzlebige Flußläufe. Die stark variierenden Schüttungsrichtungen (WIEBEL 1968, SCHNEIDERS 1986, eigene Befunde) besetzen alle vier Quadranten der Richtungsrose, eine deutlich geringere Belegung des NW-Quadranten legt jedoch eine ardennische Herkunft der Ströme nahe. Die auffällig gute Rundung, Glättung und mechanische Selektion der Geröll-Komponenten, die in auffälligem Gegensatz zu den sonstigen Milieu-Merkmalen des «km1» und zur geringen Rundung der quarz-betonten Sandfraktion (MÜLLER 1989) steht, deutet auf eine Aufbereitung alttriadischen Deckschichten der Ardennen-Region.

Oft zeigt sich ein enges Nebeneinander von terrigenem Detritus und Karbonat. Die Beobachtungen reichen von wechselnd stark dolomitisch zementierten Konglomeraten über z. T. dichtgepackte konglomeratische Schlieren im Dolomit bis zu massigen, relativ ton- und sandfreien Dolomiten mit vereinzelten 'schwimmenden' Geröllen. Die Dolomite sind mikritisch bis feinkristallin und stöchiometrisch zusammengesetzt (SCHNEIDER 1966, 1973). Es sind früh-diagenetische Dolomite (WAGNER 1982, SCHNEIDERS 1986). Lebensspuren beschränken sich auf mögliche Relikte ehemaliger Algen-Umkrustungen (SCHNEIDER 1966, 1973) und Kotpillen (Peloide; WAGNER 1982, FISCHER 1982).

Es läßt sich ein Milieu von abgeschnürten, niederenergetischen Küstenlagunen mit lebensfeindlichen hypersalinaren Bedingungen rekonstruieren. Gelegentlich kam es zur Einschüttung fluviatiler Klastika und zu deren Vermischung mit Karbonatschlamm. In anderen Fällen wurden Sedimente des detritischen Randsaums marin-lagunär überflutet und sekundär karbonatisch verkittet. Ausgehend von bestimmten Niveaus innerhalb der «km1»-Profile — den ehemaligen Sedimentoberflächen während solcher Überflutungsphasen — nimmt das Ausmaß

der dolomitischen Zementation nach unten hin deutlich ab. SCHNEIDER 1966 und 1973 konnte anhand einer detaillierten Bearbeitung des Profils Elz bei Ospern sehr anschaulich darlegen, wie die Ablagerung von Karbonatschlamm mit hochsalinaren Episoden und einzelnen Sedimentationsunterbrechungen wechselte. Häufig wurden auch zonare Dolomitkristalle als Ausdruck schwankender Salinität der Porenlösung beschrieben, typisch für den Randbereich eines hochsalinaren (marin-lagunären) Beckenraumes. Ähnlich wechselhafte Bedingungen belegen die z.T. brekziösen ('protontraktastischen') Gefüge der Dolomite, die einen Kollaps des primären Sedimentgefüges beim Austrocknen oder bei der frühdiagenetischen Herauslösung leichtmobilisierbarer Gesteinsbestandteile dokumentieren (WAGNER 1982).

Verbreitet kommen kieselige und dolomitische Krustenbildungen vor. Es erscheinen durch diffuse Verkieselung verhärtete Schichtpartien verschiedenster Ausgangsgesteine, klar abgegrenzte Kiesel- oder Dolomitkrusten oder Krusten, die nach einem partiellen Ersatz des kieseligen Materials durch Dolomit eine vermittelnde stoffliche Zusammensetzung zeigen. Abermals dokumentiert sich ein hochsalinanes Milieu. Zirkulierende Porenwässer mit hohem pH-Wert führten zur Lösung kleinster Quarz-Partikel, zum lateralen Transport kolloidaler Kieselsäure und deren Abscheidung in Form oberflächennaher oder exsudativer Kieselkrusten. Auf ähnliche Weise bildeten sich auch die dolomitischen Krusten (SCHNEIDER 1966 u. 1973, SCHNEIDERS 1986).

Ähnlich wie im vorhergehenden Unterkeuper bewirkte die Abscheidung hochsalinärer Mineralphasen eine intensive Überprägung des primären Gefüges der terrigenen Klastika. Dies zeigt sich im Bohrkernmaterial der Tiefbohrungen Mersch und Rebiereg. Sulfatknollen im Millimeter- bis Dezimeter-Bereich treten massenhaft auf. Sie ähneln dem 'chicken mesh nodular anhydrite' oder 'Hühnerdraht-Anhydrit', wie er sich unter Verdrängung des noch weichen Sediments in der Kapillarwasserzone rezenter Sebkha-Areale bildet (SHEARMAN 1966, WOOD & WOLFE 1969). In Obertage-Profilen Nordwest-Luxemburgs erscheinen stattdessen mit klaren Kalzit- oder Dolomitkristallen ausgekleidete oder verfüllte Drusen. Es ist eine 'Zellendolomit'-Fazies (vergl. Kap. II.4.1.3.), die ebenso für den unteren Pseudomorphosenkeuper wie für den Oberen Lettenkeuper der Randfazies typisch ist. Diese Tatsache hat immer wieder zu stratigraphischen Fehl-Einstufungen geführt. Auch Magnesit war in «km1»-'Zellendolomit'-Fazies' nachzuweisen (DITTRICH 1982, WAGNER 1982). Ähnliches gilt für die schon in vorhergehenden Kapiteln (Kap. II.4.1.2., II.4.1.3.) angeführten pisoidischen Calichehorizonte der extremen Randfazies Nordwest-Luxemburgs und Ost-Belgiens; auch sie reichen vom Oberen Lettenkeuper bis in die Abfolgen des «km1» hinein (vergl. dazu WAGNER 1982, BOCK & WAGNER 1986, WAGNER 1987).

Im Tonmineral-Spektrum der Randfazies dominieren weitgehend unveränderte klastische Mineralphasen. Es erscheinen schlecht kristallisierte Illite, Chlorite und diverse Wechselagerungsphasen von Illit und Smectit; Kaolinit tritt nur in Spuren auf (DITTRICH 1982, WAGNER 1982, MATHEOU 1982, SCHRADER 1983, BOCK & WAGNER 1986). Wie im Grenzdolomit (Kap. II.4.1.3.) steht dies in augenfälligem Kontrast zum hochsalinaren Gesamtaspekt dieser Serien. Die Tonminerale des litoralen Sedimentkörpers konnten bei der frühdiagenetischen Karbonat- und Sulfat-Imprägnation auf das überreichliche Ionen-Angebot nicht mehr mit Transformationsvorgängen reagieren (vergl. LUCAS 1962 u. 1974), sie zeichnen die weit geringerkonzentrierten primären Sedimentationsbedingungen nach. Eine Milieu-

Klassifikation der aus der Literatur bekannten Tonmineral-Assoziationen nach der Methode von SCHRADER 1983 deutet auf marin-brackisches bzw. marines Milieu. Untersuchungen zum Zwischengitter-Ionengehalt der Tonminerale (WAGNER 1982) ergaben für die Konglomerat-Suite im mittleren «km1» des Rebiorg-Profiles und den unteren «km1» der Randfazies-Profile Schankengrieche und Füsselecher marine Bedingungen. Nach Absolutwerten und Relationen der Ionen-Gehalte müssen ähnliche Milieu-Bedingungen wie im Oberen Muschelkalk angenommen werden.

Die gute Kenntnis der sehr heterogenen Profilabfolgen der Randfazies erlaubt eine Untergliederung des «km1»-Sedimentationsgeschehens in mehrere Teilschritte. Bei der Kartierung des geologischen Kartenblattes Redange (1:25.000, Blatt Nr. 5) entschied sich M.LUCIUS für eine Abtrennung von 5 Teilstufen des Pseudomorphosenkeupers. Die Unterteilung orientierte sich an zwei dolomitischen sandig-konglomeratischen Abfolgen innerhalb der «km1»-Suite. Eine von WIEBEL 1968 weiterentwickelte Version dieser stratigraphischen Gliederung wurde später im Bereich der Randfazies nördlich des Lias-Plateaus mit Erfolg angewendet (DITTRICH 1982, MÜLLER 1982, DITTRICH 1984, SCHNEIDERS 1986, BAUM 1989, MÜLLER 1989). Die Symbole «km1(1-5)» bezeichneten dabei

- die (sandig-)pelitischen Serien unterhalb der ersten Konglomerat-Abfolge («km1(1)»),
- die untere, z.T. dolomitisch zementierte Konglomerat-Abfolge («km1(2)»; 'Dolomitischer Konglomerathorizont'),
- die vermittelnden (sandig-)pelitischen Serien («km1(3)»),
- die obere, stark dolomitische Konglomerat-Abfolge («km1(4)»; 'Konglomeratischer Dolomithorizont') und
- die abschließenden sandig-pelitischen Serien («km1(5)').

Mit geringen Einschränkungen (Kap. II.5.1.1.) läßt sich diese Abfolge über weite Areale Ost-Belgiens, Nord- und West-Luxemburgs verfolgen. Es dokumentiert sich darin eine beckenweite Variation der paläogeographischen Rahmenbedingungen.

Zu Beginn des Pseudomorphosenkeupers, im «km1(1)», war die Materialzufuhr im Vergleich zum höheren Grenzdolomit merklich verringert. Vorwiegend feine Fraktionen kamen zur Ablagerung, Geröll-Lagen treten nur vereinzelt auf. Oft erscheint eine supratidale Evaporitfazies ('Zellendolomit-Fazies'), die anzeigt, daß die kontinuierliche Beckenabsenkung weniger rasch als zuvor kompensiert wurde und marin-lagunären Überflutungen des detritischen Randsaumes Nordwest-Luxemburgs wieder eine größere Bedeutung zukam. Dementsprechend wurde die Grenze Grenzdolomit/Pseudomorphosenkeuper im belgischen Attert-Profil — abweichend von BOCK & WAGNER 1986 — am Top eines Konglomerates gelegt (Tafel 4). In den darüberliegenden Serien dokumentiert sich mit vergleichsweise geringen Geröll-Gehalten und den von BOCK & WAGNER 1986 beschriebenen zwei Extremfällen einer supratidalen Bodenbildung, der sogenannten 'Karbonatkruste' und 'Karbonatbrekzie', eine langfristige Phase verminderter Neu-Zufuhr terrigener Klastika, in der die frühdiagenetische Überprägung der jeweiligen Sediment-Oberfläche weit fortschreiten konnte.

Die aus diesem Profilabschnitt des Attert-Profiles bei BOCK & WAGNER 1986 abgebildeten Handstücke und Dünnschliffe wie auch das im Text erwähnte Fehlen einer laminierten Internstruktur

der entsprechenden 'Pisoide' deuten darauf hin, daß es sich zumindest teilweise um reliktsche Bildungen ehemaliger Sulfatknötchen handelt, typisch für die zellig-drusige Litoralfazies innerer Beckenbereiche. Ein zeitweiliges Vorrücken der Fazieszonen in Richtung auf das Hinterland wäre denkbar.

Erst später, am Beginn des «km1(2)» (Dolomitischer Konglomerathorizont), setzte eine verstärkte Anlieferung gröberer Fraktionen ein. Fluviale Strömungsrinnen schnitten deziemetertief in liegende Serien ein. Im Komponentenspektrum dominieren Quarze und dunkelgrüne Quarzite, daneben treten sehr viele Tonflatschen auf. Die 'Zellendolomit'-Fazies zeigt eine weitaus geringere Verbreitung, auch pisoidische Calichebildungen sind seltener (WAGNER 1982, BOCK & WAGNER 1986, WAGNER 1987). Die kleinräumige Ausgestaltung der Küstenregion wechselte nun relativ häufig, Aufarbeitungs- und Resedimentationsprozesse waren die Folge. Die litoralen Fazieszonen wurden in das Beckeninnere zurückgedrängt.

Auslösendes Moment dieser Entwicklung war wohl eine kurzfristige Beschleunigung vertikaler Schollenrelativbewegungen und die momentane Verstärkung des Reliefgradienten vom Hinterland im Norden zum Beckenraum im Süden. Eine zusätzliche Erhöhung der Transportkraft durch ein zeitweilig stärker humides Klima ist nicht auszuschließen, jedoch können die veränderten Lieferbedingungen nicht nur klimatischen Gegebenheiten zugeschrieben werden. Die sediment-petrographischen Befunde belegen anhaltend hochsalinare Rahmenbedingungen, Merkmale eines stärker humiden Klima-Intervalls wie Pflanzenhäcksel, Durchwurzelungsspuren oder entsprechende Faunen fehlen.

Die Annahme intermittierender Senkungsbewegungen legt auch die in der Tiefbohrung Rebiereg bei Profilmeter 542 (im «km1(1)») angetroffene Gesteins-Sequenz nahe. Dort leitet ein 30cm mächtiges sandiges Konglomerat, reich an mergeligen Intraklasten, eine sandig-tonige Abfolge von 2,7 Metern ein, in der Merkmale des Supratidals und des extremen Flachwassers fehlen. Stattdessen häufen sich darin Lebensspuren und Bioturbationsmerkmale. Eine Initiierung der geschilderten Sequenz durch eine verstärkte Absenkung mit entsprechend verzögerter sedimentärer Verfüllung ist wahrscheinlich.

Mit zunehmender Nivellierung des neu geschaffenen Reliefs vererbte die Kies-Zufuhr und wurde von einer weitgehend sandig-pelitischer Materialanlieferung abgelöst. Da sich im oberen «km1(2)» ein zweiter konglomerat-dominierter Horizont einschaltet, ist anzunehmen, daß sich dieser Werdegang in ähnlicher Weise ein zweites Mal wiederholte.

Wenn die lithologische Ausbildung der beiden konglomeratischen Leithorizonte auch lokalen Schwankungen unterliegt, einzelne Profile also recht untypisch ausgebildet sein können, so lassen sie sich doch in ihrer Gesamtheit über weite Areale der Randfazies verfolgen. Die Abgrenzung einer Konglomerat-Stufe und entsprechende regionale Mächtigkeitsvergleiche sind allerdings mit gewissen Fehlern behaftet. Dies ergibt sich daraus, daß ober- und unterhalb der genannten Leithorizonte ebenfalls Konglomerat-Lagen vorkommen können und während der genannten Konglomeratschüttungs-Phasen nicht über die gesamte Zeitspanne an jeder Stelle nur grobes Sedimentmaterial zur Ablagerung kam. SCHNEIDER 1966 ermittelte anhand von Mächtigkeitsvergleichen in Nordwest-Luxemburg NNW-SSE(130-180°)-ausgerichtete konglomerat-gefüllte «Erosionsrinnen» mit dazwischenliegenden «Rücken».

SCHNEIDERS 1986 beschrieb ein NE-SW-ausgerichtetes Rinnensystem zwischen Reimberg und Michelbuch. In beiden Fällen bezogen sich die Angaben auf die Teilstufe des 'Dolomitischen Konglomerathorizontes' («km1(2)»). Daß es sich dabei um die Aufeinanderfolge von zwei separaten Konglomerathorizonten handelt, war nicht erkannt worden. Je nach lokaler Ausbildung des unteren Horizontes waren dessen Abfolgen bei der Abgrenzung des «km1(2)» berücksichtigt worden oder nicht (Eine ähnliche, willkürlich an lithologischen Gegebenheiten orientierte 'stratigraphische' Abgrenzung des «km1(2)» zeigt auch die Abb. 7 in DITTRICH 1984). Das Endresultat waren die durch hohe Gesamtmächtigkeiten nachgezeichnete «Rinnen», die nicht als mehrere Meter tief ausgeräumte und mit Kies verfüllte ehemalige Strömungskanäle sondern als Summe zahlreicher aufeinandergestapelter flachgründiger Einzelrinnen zu verstehen sind. Die jeweilige Ausräumung des Liegenden spielte eine untergeordnete Rolle. In den Isopachenkarten spiegelt sich letztlich nur die fazielle Ausprägung des unteren Konglomerat-Horizontes. Die langgestreckten N-S-ausgerichteten Mächtigkeitsmaxima entsprechen den konglomeratischen Fazieszonen einiger ardennischer Flußläufe der ersten Konglomeratschüttungs-Phase. Eine Aufschlußskizze der Kiesgrube Federspiel bei Ospern präsentierte SCHNEIDER 1973 als Abbild des West-Randes einer bis 17m tiefen Erosionsrinne. Es ist jedoch nur das laterale Auskeilen einer 2m starken konglomeratischen Dolomitbank zu erkennen, eine geschlossene Rinnenstruktur ist nicht zu beweisen. Die bereits erwähnten stark variierenden Schüttungsrichtungen widersprechen ebenfalls dem Bild eines Abflusses in separaten, straff ausgerichteten Strömungsrinnen.

Im obersten «km1(2)» enthalten die Sandsteine und Konglomerate relativ hohe Dolomitgehalte. In geringem Umfang treten auch massive Dolomite auf (SCHNEIDER 1966, 1973: 'Mittlerer Dolomithorizont'). Daneben erscheinen zerbrochene, durch den Kristallisationsdruck evaporitischer Mineralphasen gesprengte und mit Dolomitement verheilte Gerölle, die Residuen ehemaliger Sulfat-Imprägnationen sowie Kiesel- und Dolomitkrusten. Die entsprechende Sequenz bildet innerhalb der Pseudomorphosenkeuper-Abfolgen der Randfazies einen markanten Leithorizont. Oft diente er zur stratigraphischen Abgrenzung des konglomeratischen «km1(2)» vom sandig-pelitischem «km1(3)».

Eine am Auftreten des letzten stark dolomitischen Horizontes orientierte Abgrenzungs-Praxis bietet zwar den Vorteil eines mehr oder weniger isochronen Bezugshorizontes, wird jedoch dem Anspruch, die gröberklastische Suite des Dolomitischen Konglomerathorizontes korrekt nach oben hin abzugrenzen, nicht gerecht. Unmittelbar oberhalb des Dolomits erscheinen häufig noch markant ausgebildete Konglomeratbänke (s. Profile Rebiert u. Klouschtergriecht, Tafel 4 u. Profiltafeln in DITTRICH 1982).

Es dokumentiert sich eine weitflächige marin-lagunäre Überflutung der zuvor weitestgehend trockenliegenden Flußlandschaft Nordwest-Luxemburgs; vereinzelt wurden auch Glaukonit-Komponenten eingeschwemmt. Dies ging einher mit der zweiten Periode einer vermehrten Grobschutt-Sedimentation; ein Zusammenhang der Ingression mit einer großräumigen Beckenabsenkung ist nicht auszuschließen.

Im südwest-luxemburgischen Rebiert-Profil erscheint im entsprechenden stratigraphischen Niveau eine sehr auffällige, ca. 3m mächtige Dolomitbank. Es ist ein massiges, hartes,

(beige-)graues Gestein, stark durchsetzt mit bis 3cm großen unregelmäßigen Kavernen. Diese sind mit sehr feinen Gipskristall-Beschlägen versehen oder aber mit klarem Gips vollständig verfüllt. Am Top erscheinen bis zu 8cm lange gipsverfüllte Schlieren. Die Konzentration der Lagunen-Wässer hatte offenbar die Sulfatsättigung überschritten, sodaß sich ein chemisches Karbonat/Sulfat-Mischgestein bilden konnte (vergl. RICHTER-BERNBURG 1977). Grober Verwitterungsschutt sedimentierte in den Randbereichen, eine sehr geringe Wasser-Zirkulation verhinderte eine Umverteilung innerhalb des Beckens. Der Dolomit des Rebiereg-Profils ist arm an terrigenem Detritus, nur der untere Meter zeigt nennenswerte Gehalte an klastischem Quarz in Silt- und Feinsand-Fraktion. Die Sedimentationsrate war zweifellos sehr gering. In der Mächtigkeit der Dolomitbank dokumentiert sich die Langfristigkeit der Überflutungsphase im obersten «km1(2)».

Danach verebbte die Vorschüttung von Grobschuttmaterial. Nur im äußeren Nordwesten, jenseits des Attert-Tales, und Westen (Profil Ell) erscheinen noch größere Geröll-Mengen im «km1(3)». Beckenwärts dominieren bleiche, Quarz-Sandsteine in z.T. erheblichen Mächtigkeiten (SCHNEIDERS 1986: bis 11m). Das stark verarmte Komponenten-Spektrum erklärt sich durch die selektive Ausspülung der quarz-betonten Sandfraktion aus den Schuttfächern des ardennischen Hinterlandes.

Im Konglomeratischen Dolomithorizont («km1(4)») setzen erneut grobklastische Sedimente ein. Sie unterscheiden sich deutlich von denen des «km1(2)». Das Energie-Niveau der Schüttung, wie es sich in Geröllbestand und Gefüge dokumentiert, ist deutlich verringert: Rinnen erscheinen nur selten, Schrägschichtungs-Gefüge sind wenig entwickelt, die zuvor allgegenwärtigen Mergelgerölle und Tonflatschen — Zeugnis einer erosiven Eintiefung in das Liegende — fehlen nahezu völlig. In den Materialspektren erscheinen neben dunkelgrünen Quarziten und hellen Gangquarzen auch Bruchstücke von Dolomiten, Kiesel- und Dolomitkrusten aus dem unmittelbaren Umfeld, die bei fluviatilen Schüttungsereignissen aufgenommen und resedimentiert wurden. Durch gelegentliche Austrocknung bzw. hochsalinare Durchtränkung und Zersprengung gelockert, boten sie der Aufarbeitung nur wenig Widerstand. Typisch für den «km1(4)» sind sehr hohe Dolomitgehalte. Neben dolomitisch zementierten Sandsteinen und Konglomeraten erscheinen massige, relativ ton- und sand-freie Dolomite mit vereinzelt in der Matrix 'schwimmenden' Geröllen. Oft treten kieselige und dolomitische Krustenbildungen auf.

Offenbar kam es etwa gleichzeitig mit der verstärkten Anlieferung grober Sediment-Materialien zur marin-lagunären Transgression auf das ardennische Hinterland. Vormalige Beckengrenzen und die Reichweite der transgressiven Überflutung des oberen «km1(2)» wurden dabei deutlich überschritten. Wieder sind einzelne eingeschwemmte Glaukonit-Komponenten nachzuweisen. Auch eine Umgestaltung der kleinräumigen Beckenmorphologie deutet sich an (Kap. II.5.1.2.b.). Das Faziesmuster der Konglomeratischen Dolomithorizontes weist auf eine reich gegliederte Überflutungslandschaft mit mehreren parallel angeordneten Spezial-Becken und -Schwellen. Langgestreckte seichte Lagunen wechselten mit zeitweise trockenliegenden Untiefezonen. Als auslösendes Moment der Geröll-Vorschüttung und der Überflutung können wohl tektonische Bewegungen gelten. Verstärkt wurde dies durch eine geringfügig gesteigerte Humidität des Klimas. Anhand granulometrischer Befunde trennte CONSTANTINE 1970 den oberen Teil des Pseudomorphosenkeupers der Bohrung Mersch

(«km1(4)» u. «km1(5)») als eigenständige Einheit ab; ausschlaggebend war die verbesserte Sortierung der Sandfraktion. In der Farbentwicklung der «km1»-Abfolge der Normalfazies zeichnet sich — bei zum Teil widersprüchlichen Einzelbeobachtungen (ZELLER 1966, STOCK 1967, VON HOYER 1967, FEUTH 1966, BERNHARDT 1976) — ein Trend zu vermehrt grauen Farbtönen ab. Vereinzelte Durchwurzelungsspuren und Pflanzenreste im höheren Pseudomorphosenkeuper der Randfazies (Bohrung Ell u. Profil Attert, Tafel 4) unterstreichen diese Entwicklung.

Die charakteristische Becken- und Schwellengliederung des «km1(4)» ermöglichte die Entstehung der genannten nahezu reinen Dolomite mit 'schwimmenden' Geröllen. Sand- und Kies-Ablagerungen im Bereich der z.T. trockenliegenden Schwellen waren einer selektiven Auswaschung der feineren Fraktionen ausgesetzt. In Einzelfällen bedeckten schließlich nur noch größenklassierte ('eluviale') Geröllschleier diese in unmittelbarer Nachbarschaft der Lagunen gelegenen Rücken. In dieser Situation genühten winzige Impulse, um Rutschungen am Rande der Schwellen auszulösen, was dann zur Einbettung von zentimetergroßen Geröllen in nahezu gefügelosem Karbonatschlamm führte. SCHNEIDER 1966, 1973 hatte die Geröllanlieferung und die selektive Ausspülung von Fein-Fractionen auf wiederholte hoch-energetische Strömungsereignisse innerhalb der Lagunen zurückgeführt. Diese hätten jedoch im Gefüge der Dolomite ihre Spuren hinterlassen müssen.

Der auffallend geringe Silt- und Sandgehalt in den geröllführenden Dolomiten mag zum Teil von diagenetischen Lösungs- und Stoffwanderungsprozessen mit-*verursacht* worden sein. In gelösten kleinsten Quarz-Partikeln könnte die Quelle der zur Kieselkrusten-Genese erforderlichen Kieselsäure gesucht werden. Korrosions-Erscheinungen an Quarzen der Silt-, Feinsand- und Kies-Fraktion (auch an Kieselkrusten selbst) wurden vielfach beobachtet (SCHNEIDER 1966 u. 1973, SCHNEIDERS 1986).

Oberhalb des letzten Konglomerates und der letzten Dolomitbank des «km1(4)» folgen noch einige Meter einer recht unspezifischen Mergel-Sandstein-Folge («km1(5)»). Die Sortierung ist schlecht, häufig erscheinen kleine Quarz-Gerölle. Vereinzelt sind geringmächtige sandige Dolomitbänke von gelblicher Farbe eingeschaltet. Im äußeren Randbereich des Beckens fehlen die Serien des «km1(5)» (WAGNER 1982, MÜLLER 1989). In randferneren Profilen schließen mehr oder weniger siltige Mergelserien mit sulfatischen Konkretionen (bzw. deren Residuen), corrensitischen Tonmineralen und gelegentlicher Bioturbation den Pseudomorphosenkeuper nach oben hin ab (BARTH et al. 1984). Demnach herrschten am Ende des Pseudomorphosenkeupers wieder die nieder-energetischen Sedimentationsbedingungen einer extrem flachgründigen und nur gelegentlich überfluteten, ausgedehnten Sebkha- oder Playa-Ebene. Die Sedimentzufuhr war stark gedrosselt. Die randlich eingeschalteten bleichen Sandsteine zeigen eine auffällige Quarz-Dominanz (DITTRICH 1984). Unter Berücksichtigung der granulometrischen Befunde ist dies wohl weniger einer mechanischen Selektion zuzuschreiben als vielmehr einer Umlagerung quarz-reicher Sedimentgesteine des ardennischen Hinterlandes, also einer primär verminderten Zulieferung an quarzischen Komponenten, wie es auch im «km1(3)» der Fall gewesen war.

II.5.1.1. Stratigraphische Neubewertung des Pseudomorphosenkeupers

In den «km1»-Gesamtmächtigkeiten bildet sich eine Überlagerung zweier unterschiedlicher Mächtigkeitsmuster ab. Während der obere Pseudomorphosenkeuper («km1(4)» u. «km1(5)») über die bisherigen Beckengrenzen übergreift und im gesamten Untersuchungsgebiet eine sehr ausgeglichene Mächtigkeitsverteilung zeigt, nimmt der untere Teil («km1(1)» bis «km1(3)») nach Süden hin rapide an Mächtigkeit zu (vergl. auch Kap. II.5.1.2.a.). Im südwest-luxemburgischen Rebiert-Profils stehen sich 104,55 Meter «km1(1-3)» und 8,55 Meter «km1(4-5)» gegenüber. Im randnäheren Profil der Bohrung Mersch sind es 57,83 Meter «km1(1-3)» gegenüber 7,25 Meter «km1(4-5)», bei Essingen (im Bereich des Plateaus von Bissen) 24,5 gegen 9,0 Meter, in der Schankengrieche 4 gegen 6,2 Meter¹⁾.

Auch die Faziesmuster der beiden Teil-Stockwerke unterscheiden sich. Die Verteilung der Dolomit- und Geröllgehalte des höheren Pseudomorphosenkeupers dokumentiert eine kleinräumige Becken- und Schwellengliederung, die im tieferen «km1» noch nicht ausgebildet war. Dementsprechend tritt auch die hochsalinare Mineralphase Magnesit, deren Entstehung eine kilometerbreite, äußerst schwach reliefierte Strandregion voraussetzt (Kap. II.4.1.3.), im «km1(4)» und «km1(5)» nicht mehr auf, auch wenn die Salinität des Milieus im wesentlichen gleich blieb. Dies deutet sich in den von WAGNER 1982 beschriebenen Analysen-Daten des Rebiert-Profils²⁾, in den Ergebnissen von DITTRICH 1982 (Bohrprofil Colmar) und in zusätzlichen stichprobenartigen Untersuchungen im Profil der Bohrung Mersch an. In situ gebildete Caliche-Pisoiden sind im höheren Pseudomorphosenkeuper ebenfalls nicht mehr nachzuweisen, der Konglomeratische Dolomithorizont des Attert-Profils führt lediglich umgelagerte Pisoid-Komponenten (BOCK & WAGNER 1986, BOCK 1987).

Innerhalb des Pseudomorphosenkeupers kam es offenbar zu einem markanten Umschwung des Subsidenzmusters.

Ähnliches ist im Lothringer Gebiet zu beobachten. Die Abfolgen der 'Marnes irisées inférieures' werden dort durch die bis 100m mächtige 'Formation salifère' dreigeteilt (Tab. 5); im Liegenden erscheinen die 'Couches à Pseudomorphoses', im Hangenden die 'Couches à Esthéries' (MÉGNIEN 1980; MARCHAL 1985: 'Marnes à anhydrite'). Das Ende der 'Formation salifère' markiert einen deutlichen Wechsel des Sedimentationsregimes. Mithilfe detail-

¹⁾ Mit der abrupten Mächtigkeitserhöhung des unteren Pseudomorphosenkeupers ist auch ein Aufspalten des «km1(2)»-Konglomerathorizontes in zwei separate Konglomeratabfolgen verbunden (DITTRICH 1984), es schaltet sich eine mächtige Mergel/Sandstein-Serie ein (Profil Mersch, Tafel 4). Anhand dieser Befunde ließ sich die geringmächtige «km1(2)»-Stufe Nordwest-Luxemburgs gleichfalls als Doppelsequenz identifizieren. Konglomeratbänke treten auch dort bevorzugt an der Basis und am Top des «km1(2)» auf, die zwischengeschaltete Sand/Mergelfolge war aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und einer generell hohen faziellen Variationsbreite aller Teilstufen zunächst nicht als eigenständiges Element erkannt worden. Anstelle der traditionellen Untergliederung des Pseudomorphosenkeupers der sandig-konglomeratischen Randfazies in 5 Teilstufen («km1(1-5)») wäre also eine mit 7 Teilstufen zutreffender.

²⁾ Die bei WAGNER 1982 als km2-3 angesprochenen, nachweislich Magnesit-führenden mächtigen evaporitischen Pelitserien sind in den oberen km1P1 (den «km1(3)») zu stellen. Gesteine des nachfolgenden km1P2 sind von WAGNER nicht mehr beprobt worden.

lierter Profil-Parallelisierungen zahlreicher Tiefbohrungen in Lothringen und der Champagne konnte MARCHAL 1985 eine Phase intensiver Salzablaugung vor der Ablagerung der 'Marnes à anhydrite' nachweisen. Die hangenden Serien sind mergelige Tone mit Gips oder Anhydrit. Salz-Einlagerungen treten nur noch selten und in geringen Mengen auf. Die Protokolle einzelner Tiefbohrungen (RICOUR 1959a) erwähnen darin Steinsalz-Pseudomorphosen und Polyhalit. Die Salinität des sedimentären Milieus war also immer noch sehr hoch. Dennoch resultierten keine abbauwürdigen Salz-Akkumulationen mehr. Dies belegt einen nachhaltigen Wandel der tektonisch kontrollierten Beckenentwicklung. Die akzentuierte Subsidenz ehemaliger Senkungszone war beendet, veränderte geographische Rahmenbedingungen ermöglichten eine tiefgründige Ablaugung des liegenden Salzes. Die Profile von MARCHAL 1985 (Fig. 5) und 1986 (Fig. 2) zeigen eine schwach diskordante Auflagerung der 'Marnes à anhydrite', daneben dokumentiert sich die deutlich abweichende Mächtigkeitsverteilung dieser Serien.

In den folgenden Kapiteln soll die Zwei-Phasigkeit des Pseudomorphosenkeupers (bzw. der 'Marnes irisées inférieures') durch die getrennte Behandlung eines Unteren Pseudomorphosenkeupers (km1P1) — er umfaßt die bisherigen Stufen «km1(1)» bis «km1(3)» — und eines Oberen Pseudomorphosenkeupers (km1P2; bisher: «km1(4)» u. «km1(5)») berücksichtigt werden.

Der großräumigen Abtrennung von km1P1 und km1P2 sind jedoch Grenzen gesteckt. Das Auftreten oder Fehlen von Steinsalz-Lagern fällt im Untersuchungsgebiet als Unterscheidungskriterium aus; die letzten größeren Halit-Akkumulationen erscheinen an der Nord-Flanke der 'Anticline de Lorraine' (MÉGNIEN 1980). Die grobklastischen Einschaltungen, die im randnahen Bereich Mittel- und Nordwest-Luxemburgs eine sichere stratigraphische Einstufung und damit die Identifikation des km1P1/km1P2-Grenzniveaus gewährleisten, klingen am Ost- und Südost-Rand des Lias-Plateaus aus. Daher ist eine Zweigliederung des ost- und südost-luxemburgischen Pseudomorphosenkeupers zur Zeit noch nicht möglich; den faziellen und strukturellen Gegebenheiten dieser Region ist ein eigenes Kapitel (Kap. II.5.1.2.c.) gewidmet.

II.5.1.2. Subsidenzmuster des Pseudomorphosenkeupers

II.5.1.2.a. Subsidenzmuster des Unteren Pseudomorphosenkeupers (km1P1)

Vom Ardennenrand nach Süden nehmen die Mächtigkeiten diskontinuierlich zu. Areale nahezu gleichbleibender Mächtigkeit werden begrenzt von schmalen Streifen engräumiger Mächtigkeits-Erhöhung.

Die Warktal-Linie (Abb. 3) scheint mobil gewesen zu sein. In den Profilen von SCHNEIDERS 1986 zeichnet sich im Umfeld dieser Struktur eine starke Reduktion der km1P1-Serien ab.

Durch das rasche Auskeilen der konglomeratischen Doppelsequenz des «km1(2)» entlang einer NE-SW-ausgerichteten Linie (Kartierung von H.SCHNEIDERS (1986): Laangwis/zw. Reimberg u. Schandel - Beelz/bei Vichten - Gonnefeld/östlich Michelbuch; Kartierung R.MÜLLER: Langwis/östlich Michelbuch - Wellerboesch/östlich Hubertushof) offenbart sich

das synsedimentär aktive Element der Peckelshaff-Linie. Nördlich davon erscheint anstelle von dolomitischen Konglomeraten des «km1(2)» eine geringmächtige Abfolge roter Tonmergel mit wenigen dünnen Sandstein- und Dolomitbänkchen («km1(1-3)»). Gegen Süden schalten sich mächtige Konglomeratserien ein, schon im Bereich des Attert-Laufes erreicht der «km1(2)» bis zu 18 Metern. Eine derartige Tendenz läßt sich übereinstimmend aus den Isopachenkarten von SCHNEIDER 1966, 1973 und unpublizierten Arbeitsunterlagen von H.SCHNEIDERS (frndl. Mitt.) ablesen. Offenbar kam es auf der Hochscholle im Norden zu einer kondensierten Sedimentation gegenüber der Tiefscholle im Süden. Auch mögen die kiesanliefernden Flußläufe das Hochgebiet im Norden gemieden haben. Die marin-lagunäre Überflutung des höheren km1P1 erreichte zwar die Region nördlich der Peckelshaff-Linie, hinterließ dort jedoch vergleichsweise unscheinbare Relikte, geringmächtige Dolomitmergel (Profil Hieselgriecht/Reimberg, SCHNEIDER 1966, 1973) oder knollige, drusig-zellige Dolomite (Profil Schankengriecht u. Reimberg). Die entsprechenden Pelite zeigen 'marine' Tonmineral-Assoziationen (Profil Schankengriecht; vergl. Kap. II.5.1.). Gegen Westen ist die synsedimentäre Aktivität der Peckelshaff-Linie noch mindestens bis Ospern zu verfolgen. Die (nord-)westlich gelegenen Profile Hanzengrund, Jongeboesch und Füsselecher zeigen eine stark reduzierte km1P1-Abfolge und bilden einen augenfälligen Kontrast zum südlich gelegenen Bohrprofil Ell, in dem allein 5,6 Meter des 13m mächtigen km1P1 dem «km1(2)» zufallen. Im Profil Maisbirchen bei Nagem dokumentieren ein Anschwellen des km1P1 und erste Einschaltungen von Konglomeraten und Sandsteinen ein verändertes, gleichmäßigeres Subsidenzmuster. Wegen der geringen Datenbasis kann nicht entschieden werden, ob sich bei Maisbirchen ein lokaler Durchbruch durch das 'Peckelshaff-Hoch' oder ein endgültiges Ausklingen dieser Struktur andeutet ¹⁾. In den stark reduzierten km1P1-Profilen Jongeboesch, Füsselecher und Strengbaach zeigt sich nahezu keine marine Beeinflussung mehr. Bemerkenswerterweise gilt dies auch noch für das Bohrprofil Ell. Dort erscheinen Fanglomerat-ähnliche lockere Sande und Kiese terrestrischer Fazies. Erst im zwar weiter westlich, aber in größerer Entfernung zur Peckelshaff-Linie gelegenen Profil Attert deuten zonare Dolomit-Kristalle in den Calichehorizonten (BOCK & WAGNER 1986, WAGNER 1987) auf einen gewissen Einfluß hochsalinärer (marin-lagunärer) Lösungen.

Im Hanzengrund-Profil (Tafel 4) treten im km1P1 massige Dolomite und eine supratidale Evaporit-Imprägnation auf. Wahrscheinlich ist hier — ebenso wie schon während des Muschelkalks (Kap. II.2.1.) — mit einer interferierenden synsedimentär aktiven rheinischen Bruchlinie zu rechnen.

Östlich der Alzette dokumentiert sich ein allmähliches Verklingen der Peckelshaff-Linie. Im Westen erscheinen bereits wieder erste Konglomerate im Niveau des «km1(2)», im Bereich des Stegener Plateaus südlich Diekirch ließ sich eine mehr oder weniger kontinuierliche

¹⁾ SCHNEIDER 1966, 1973 verzeichnete in einer Isopachenkarte des 'Mittleren Dolomithorizontes' — er entspricht dem «km1(2)» — westlich von Ospern ein N-S-orientiertes Mächtigkeits-Maximum. Ebenso wie die Bezeichnung 'Mittlerer Dolomithorizont' auf der fälschlichen Zuordnung eines Muschelkalk-Konglomerates als 'Unterer Dolomithorizont' zum Pseudomorphosenkeuper beruht (vergl. WAGNER 1982), so ist auch die genannte Mächtigkeits-'Rinne' das Resultat einer fehlerhaften stratigraphischen Abgrenzung, bei der variierende Abschnitte der triassischen Randfazies-Abfolge dem 'Mittleren Dolomithorizont' zugeordnet wurden.

Mächtigtkeitszunahme des Pseudomorphosenkeupers gegen Süden feststellen (BAUM 1989), Hinweise auf eine engräumige Mächtigkeitserhöhung fehlen.

Zwischen der Peckelshaff-Linie und der Ortschaft Essingen im Alzette-Tal zeigen sich mit Werten um 20-27 Metern bemerkenswert gleichbleibende km1P1-Mächtigkeiten. Südlich davon schwellen sie rasch an, in der Bohrung Mersch wurden bereits 57,83m km1P1 angetroffen. Die wenigen verfügbaren Daten deuten hier auf eine Mobilität der variszisch streichenden Linie Hingerhaff-Essingen/Pettingen (Abb. 3). Zwischen dieser Linie im Süden und der Peckelshaff-Linie im Norden bestand zur Zeit des km1P1 eine relativ homogen absinkende Scholle, eine Art 'Treppenstufe', begrenzt von zwei nach Süden abschiebenden Bruch- bzw. Flexurlinien.

Südlich von Mersch setzt sich die rapide Mächtigtkeitszunahme fort. In der südwestluxemburgischen Bohrung Rebiertg erscheinen 104,55m km1P1.

Auch wenn die genannten Strukturelemente morphologisch kaum jemals in Erscheinung traten — die differierende Subsidenz einzelner Beckenareale wurde durch die terrigene Materialzufuhr kompensiert, Merkmale des extremen Flachwassers und des Supratidals sind nahezu allgegenwärtig — so bestand doch ein schwacher Reliefgradient in südlicher Richtung. Dies belegt die N-S-Ausrichtung der Entwässerungsrinnen des «km1(2)» (Kap. II.5.1.). Grobklastische Schuttbestandteile des ardennischen Rücklandes wurden weit in das Innere des Beckens verfrachtet. Im Rebiertg-Profil treten im Niveau der ersten Konglomeratsuite des km1P1 noch mächtige Konglomerat-Abfolgen auf (Tafel 4), die Geröll-Größen reichen bis über 10 Zentimeter.

Nach Norden abschiebende variszisch streichende Bruchlinien waren sicherlich von untergeordneter Bedeutung. Es ergeben sich nur wenige Hinweise auf eine Becken- und Schwellengliederung des Ablagerungsraumes. Beispielsweise ist das Ausmaß der Dolomitbildung und der sekundären dolomitischen Zementierung grobklastischer km1P1-Sedimente im Umfeld tektonisch vorgezeichneter Senkungszonen geringfügig erhöht (vergl. z.B. «km1(2)»-Top-Dolomitbank zw. Everlange u. Schandel, SCHNEIDERS 1986). Im Umfeld tektonisch kontrollierter Schwellenzonen deutet sich eine etwas verstärkte Aufarbeitung liegender Serien an. Dies belegen etwa die von SCHNEIDERS 1986 als Besonderheit herausgestellten, bis 30cm großen kantengerundeten Sandstein-Gerölle im «km1(2)» des Schwebichtales südlich von Useldange. Auch in der geringfügig betonten NE-ENE-Richtung innerhalb der breit gestreuten Schüttungsrichtungen des Dolomitischen Konglomerathorizontes im Attert-Tal (SCHNEIDERS 1986) könnte sich ein Einfluß variszisch streichender Strukturen andeuten. Denkbar wäre eine tektonisch bedingte zeitweilige Bindung der generell nach Süden entwässernden Strömungsrinnen an die breite Grabenscholle am Südrand der Ardennen (Attert-Graben) und eine lokale Ablenkung der Vorschüttung. Die schwache Ausbildung des zweiten km1P1-Konglomerathorizontes im Profil Rebiertg und in der Bohrung Mersch (Tafel 4) legt gleichfalls eine schwache Abschirmung südlicher Beckenbereiche durch strukturell vorgegebene Schwellenzonen nahe.

Bemerkenswert ist auch die unterschiedliche km1P1-Ausbildung in den Profilen Cessingen und Rebiertg (Tafel 5b). Während im Rebiertg-Profil noch Grobkies-Komponenten in mäch-

tigen Konglomerat-Abfolgen auftreten, werden im Protokoll der nur 10 km weiter vom Beckenrand entfernten Tiefbohrung Cessingen i. w. nur noch Tone erwähnt. Ein weiterer markanter Unterschied ist die erwähnte Dolomitabfolge des Rebiere-Profils. Eine entsprechende Serie fehlt in Cessingen. Ob dies einer ungenauen Protokollierung der in den Jahren 1837-39 niedergebrachten Bohrung oder der tektonisch kontrollierten Paläogeographie des damaligen Beckenraumes zuzuschreiben ist, bleibt offen.

II.5.1.2.b. Das Subsidenzmuster des Oberen Pseudomorphosenkeupers (km1P2)

Die unterste Einheit des km1P2, der Konglomeratische Dolomithorizont, greift über die Verbreitungsgrenze des km1P1 über. In Belgisch-Luxemburg beschrieben BOCK 1981 und FISCHER 1982 (s. auch BERNERS et al. 1984, BOCK 1988) einen massigen, teilweise konglomeratisch ausgebildeten Dolomit in unmittelbarer Auflagerung auf dem devonischen Sockel. Aufgrund markanter lithologischer Parallelen zum Konglomeratischen Dolomithorizont Luxemburgs wurde das Gestein als Vertreter der höheren 'Pseudomorphosenkeuper-Gruppe' eingestuft. In Nordwest-Luxemburg zeigt sich stellenweise ein Übergreifen des «km1(4)» über die Reichweite des «km1(2)» hinaus. Die Peckelshaff-Linie bildete nicht länger die (lokale) Nord-Grenze der Konglomerat-Verbreitung (DITTRICH 1984, SCHNEIDERS 1986, MÜLLER 1989).

Die für den Unteren Pseudomorphosenkeuper charakteristische rasche Mächtigkeitszunahme nach Süden hin ist im km1P2 nicht mehr zu beobachten. Die Mächtigkeitswerte schwanken nur wenig, allgemein liegen sie unter 10m. Dies und die engräumige petrographische Wechselhaftigkeit der km1P2-Abfolgen mit dementsprechend variierenden Setzungsbeträgen erschweren die Rekonstruktion des Subsidenzmusters anhand der Mächtigkeitsverteilung. Weit aus bessere Anhaltspunkte ergibt das Faziesmuster.

SCHNEIDER 1966 und 1973 wies auf die stark eingeschränkte Verbreitung von kiesigen und dolomitischen Krustenbildungen im «km1(4)» hin und fixierte sie entlang einer Linie Elz(= Profil Elz südwestlich Ospern)-Schandel-Haed(= Gehöft südlich Vichten). SCHNEIDERS 1986 ergänzte dies mit dem Profil Klouschtergriecht südöstlich von Vichten, in dem ein 6,2m mächtiger Konglomeratischer Dolomithorizont von Kiesel- und Dolomitkrusten durchsetzt wird. Auffällig an der Linie Elz-Klouschtergriecht ist ihre variszisch streichende WSW-ENE-Ausrichtung und ihre Deckung mit der Achse maximaler «km1(4)»-Mächtigkeiten (SCHNEIDERS 1986). Die Deutung dieser Zusammenhänge als Abbild einer variszisch streichenden Grabenscholle liegt nahe. In Phasen lagunärer Überflutung kam es hier zur maximalen Akkumulation von Karbonatschlamm, in Phasen intensiver Eindunstung und mangelnder Neu-Zufuhr mariner Wässer sammelten sich hoch-konzentrierte Restlaugen in dieser morphologischen Senke und führten zur Abscheidung von Krusten.

Der Vergleich mit dem strukturellen Inventar dieser Region zeigt die Kongruenz der Zone maximaler Dolomit-Mächtigkeiten mit der variszischen Senkungsstruktur des Attert-Grabens. Im Zentralbereich treten 4-5m, z.T. auch über 6m mächtige Dolomitabfolgen auf, nördlich der strukturellen Grenze der Peckelshaff-Linie meist nur noch wenige Dezimeter dichter

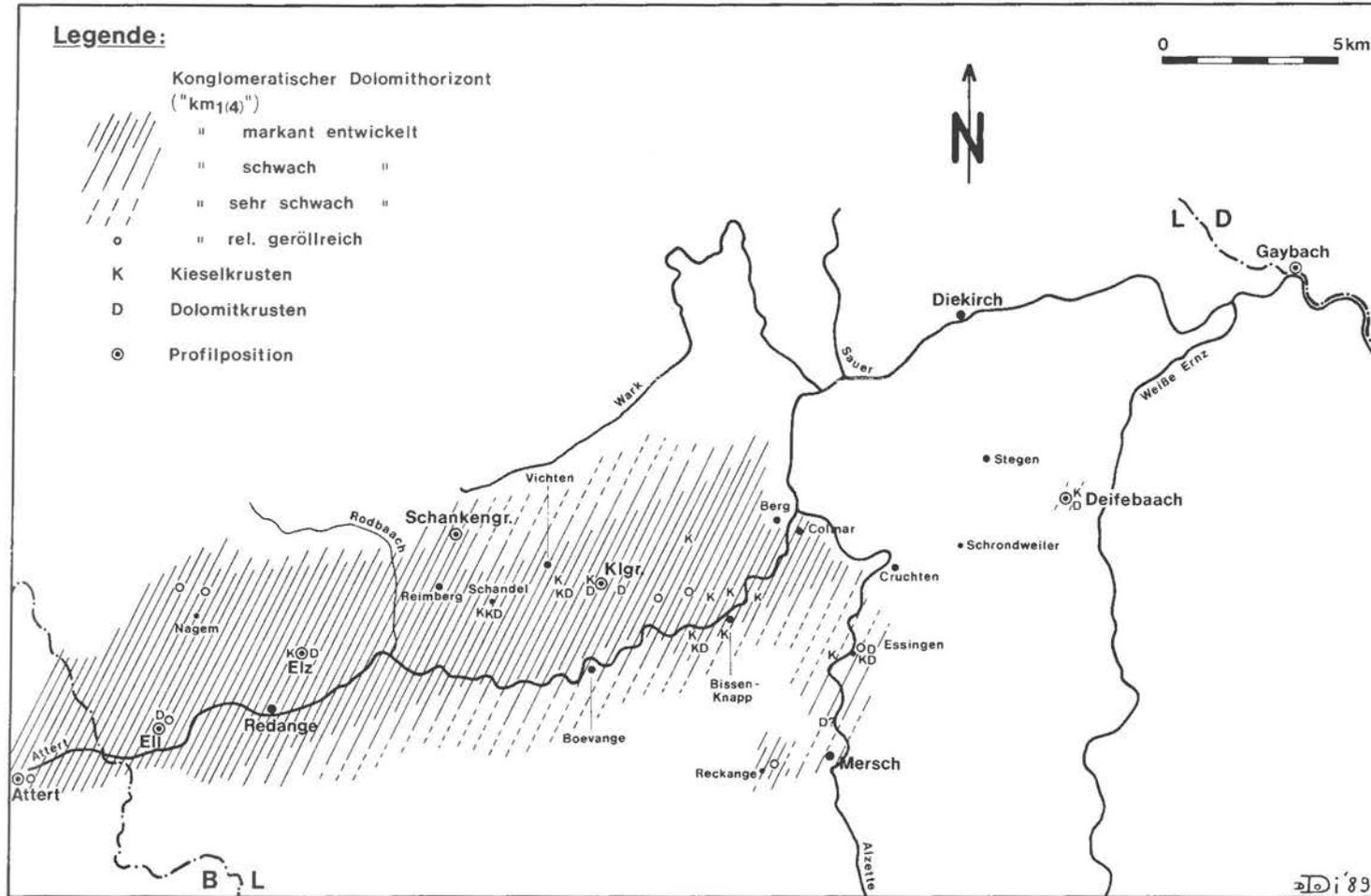


Abb. 13: Fazieskarte des «Konglomeratischen Dolomithorizontes» («km₁₍₄₎») in Nordwest-Luxemburg (zusammengestellt nach SCHNEIDER 1966 u. 1973, unveröff. Arbeits-Unterlagen von H. SCHNEIDERS (frndl. Mitt.), SCHNEIDERS 1986 u. eigenen Kartierergebnissen; Klgr.: Klouschtergriecht).

Dolomite. Der Südrand der Senkungszone wird markiert durch einen rapide abnehmenden Dolomitgehalt des «km1(4)» und vermehrt auftretende Aufarbeitungs-Erscheinungen (kleinere Strömungsrinnen, Dolomitklasten; SCHNEIDERS 1986). Die bis zu 40cm tiefen Schlotten innerhalb des Konglomeratischen Dolomithorizontes des Elz-Profiles (SCHNEIDER 1966, 1973) deuten auf zwischenzeitliche extreme Niedrigwasserstände, die selbst in dieser verhältnismäßig stark subsidenten Region entsprechende Verkarstungserscheinungen zur Folge hatten.

Gegen Osten zeigt sich eine stärkere Differenzierung in der räumlichen Verteilung kieseliger und dolomitischer Krustenbildungen. Zahlreiche Funde im Raum Bissen (DITTRICH 1982) belegen die paläogeographische Nachzeichnung der Grabenscholle Bissen/Knapp-Cruchten, der südlicheren Spezialstruktur des dort zwei-geteilten Attert-Grabens (vergl. auch DITTRICH 1984, Abb. 29). Ähnliches ergibt sich aus einer flächigen Auswertung des Ausmaßes der dolomitischen Zementation der Konglomerate bzw. der Reinheit der «km1(4)»-Dolomite. In der Mündungsregion der Attert zeichnen sich zwei variszisch streichende Areale einer stark dolomitischen «km1(4)»-Fazies ab, eine entlang der erwähnten Achse Bissen/Knapp-Cruchten und eine in der ENE-Fortsetzung der Linie Elz-Klouschtergrieche in Richtung Colmar-Berg. Östlich der Alzette, im Bereich des Plateaus von Stegen, ist ein allmähliches Verklingen der aus Nordwesten bekannten Konglomerate und Dolomite des «km1(4)» zu beobachten. Im Deifebaach-Profil nördlich von Medernach markiert wohl ein schwach dolomitisches Konglomerat mit Kiesel- und Dolomitkrusten den östlichen Randausläufer der Senkungsachse Bissen/Knapp-Cruchten.

Nach Süden, im Bereich des Rouschter Plateaus, schließt sich der variszisch streichende Horst von Rouscht-Rippweiler/Schwebach an (Abb. 3), in dessen Umfeld äußerst schwach zementierte «km1(4)»-Konglomerate und -Sandsteine eine morphologische Hochlage zur Zeit des km1P2 dokumentieren. Südlich davon läßt sich eine zweite ehemalige Lagune rekonstruieren, gebunden an die schmale variszisch streichende Grabenzone von Buschdorf-Moesdorf. Auch dort treten hohe Dolomitgehalte im Konglomeratischen Dolomithorizont auf, gemeinsam mit Dolomit- und Kieselkrusten. Eine kleine, über Beringen/Alzette verlaufende Horststruktur fungierte als südliche Begrenzung. Eine dritte Lagune — möglicherweise kontrolliert durch die Grabenzone Calmus-Brouch-Reckange-Mersch — läßt sich anhand der Faziesdaten nur vage fixieren.

In der Umgebung von Mersch besteht die klastische Komponente des Konglomeratischen Dolomithorizontes nur noch aus stark sandigem Kies oder geröll-führendem Sand. Wahrscheinlich verhinderte die durch mehrere parallel verlaufende variszische Strukturelemente bestimmte paläogeographische Situation die flächige Ausbreitung grober terrigener Klastika vom nordwestlichen Hinterland.

In der randfern gelegenen Bohrung Rebiertg erscheint im oberen Pseudomorphosenkeuper nur noch eine 4,35m mächtige Abfolge von 'düsterbunten', stark bioturbaten dolomitischen Mergeln und dunkelgrauen Dolomiten. Lediglich die zwei Lagen zentimetergroßer Sulfatkonkretionen erinnern an die Fazies der umgebenden Schichten. Die Gesteine erinnern an die Bunten Mergel des Unteren Keupers und dokumentieren die paläogeographische Situation einer relativ lebensfreundlichen randmarinen Lagune. Die Dolomitbänke markieren

Zeiten verminderter Tonzufuhr bei nahezu gleichbleibender 'Hintergrundsedimentation' von Karbonat; die Umverteilung von Sedimentmaterial innerhalb des Beckenraumes war offenbar weitgehend zum Erliegen gekommen. In den Mergeln beschränken sich detritische Sedimentanteile auf die Tonfraktion und sehr geringe Silt-Gehalte. Die Gesamtabfolge repräsentiert ein randfernes Äquivalent des «km1(4)» Nordwest-Luxemburgs. Randlich zugeführter Detritus wurde durch die neu-gebildeten tektonisch kontrollierten Schwellenzonen zurückgehalten. Zwischen den letzten feinsandigen Mergeln und der ersten Dolomitbank, bei Profilmeter 446,10, ist demnach die Untergrenze des km1P2 zu fixieren.

Gelegentliche Abweichungen vom bisher skizzierten Muster der Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen sind an strukturelle Interferenzen des rheinischen mit dem variszischen Richtungssystem geknüpft. Dies gilt etwa für den «km1(4)» der Region um Reckange, der sowohl durch eine recht starke Geröll-Führung als auch durch hohe Dolomitgehalte auffällt. Die in unmittelbarer Nähe verlaufende rheinische Bruchlinie Rouschtbaach-Mierscherbiert (Abb. 5) hatte hier wohl eine lokale Senke innerhalb der Hochstruktur von Beringen und damit eine relativ offene Verbindung zum nordwestlichen Rückland geschaffen. Eine ähnliche strukturelle Situation ist auch für den geröllreichen «km1(4)» bei Essingen (Tafel 4: Profil Helbach/Essingen) anzunehmen.

Ein anderer Hinweis ergab sich in Nordwest-Luxemburg. Dort deutet sich knapp südlich der Linie Michelbuch-Schankengriecht mit «km1(4)»-Mächtigkeiten unterhalb 0,5 Metern die schon aus dem km1P1 bekannte Struktur der variszisch streichenden Peckelshaff-Linie an. Nordöstlich von Reimberg springen die Isolinien unvermittelt zurück, es ergibt sich ein nach Nordnordosten orientierter Sporn; im Schankengriecht-Profil erreicht der Konglomeratische Dolomithorizont immerhin eine Mächtigkeit von 2,7 Metern. Dies zeigen übereinstimmend die Isopachenkarten von H.SCHNEIDERS (frndl. Mitt.) und von SCHNEIDER 1966, 1973. Auch erscheinen westlich des Isopachen-'Sporns' bei gleichbleibend variszischer Ausrichtung der Isopachen generell höhere Mächtigkeiten als östlich davon. Auch andere Gegebenheiten deuten auf einen Durchbruch des 'Peckelshaff-Hochs'. Im Vergleich zu anderen km1P2-Profilen der näheren Umgebung erscheinen deutlich höhere Sandgehalte und mergelig-siltige Zwischenlagen im Dolomit (Profile Hieselgriecht u. Schankengriecht, SCHNEIDER 1966, 1973), mit kantigen Dolomit-Geröllen im basalen Teil des Konglomeratischen Dolomithorizontes der Schankengriecht dokumentieren sich relativ starke Aufarbeitungs- und Resedimentations-Prozesse. Eine tektonische Kontrolle durch eine rheinisch streichende Struktur liegt nahe. Möglicherweise handelt es sich um eine nördliche Verlängerung der nach Westen absetzenden, NNE-SSW-streichenden Störung Elvange-Noerdange (Kartierung K.GERVAIS).

Bemerkenswert ist auch das vielfach dokumentierte höhere Energieniveau des Konglomeratischen Dolomithorizontes zwischen Bissen und Boevange. Höhere Sandgehalte, Mergelzwischenlagen, ein bunteres Komponentenspektrum mit Dolomit- und Mergelklasten, eine z.T. sehr starke Geröllführung und gelegentliche Rinnenbildungen in den Profilen Weldchen, Kelgriecht und Hielenter (vergl. SCHNEIDERS 1986, DITTRICH 1982) deuten auf besondere geographische Rahmenbedingungen. Bestimmend war wohl die Nähe der rheinischen Bruchlinie Bissen-Roodt-Goeblange. Ähnlich wie die bereits erwähnte rheinische Bruchlinie Rouschtbaach-Mierscherbiert könnte diese weit nach Süden hin durchhaltende Struktur, die

nördlich des Attert-Tales streckenweise als Schmalgraben-Zone in Erscheinung tritt (Kap. I.2.c., Tafel 1d), einen Durchbruch durch die variszisch ausgerichteten Schwellenzonen im Süden bewirkt haben. Eine Dachziegellagerung der Gerölle im Hielenter-Profil ('Kuederlach'/nordwestlich Bissen) belegt relativ kontinuierlich anhaltende Strömungsenergien.

II.5.1.2.c. Subsidenzmuster des Pseudomorphosenkeupers in Ost- und Südost-Luxemburg

Zwischen Colmar-Berg und nördlich Dillingen im Sauerthal entlang einer etwa variszisch ausgerichteten Linie gehen die km1P-Mächtigkeiten von 30-35 Metern (DITTRICH 1982, MÜLLER 1982) auf etwa 10 Meter (HURLER 1968) zurück. Das Plateau nahezu gleichbleibender Mächtigkeiten von 30-40 Metern zwischen der Peckelshaff-Linie und der Linie Hingerhaff-Essingen/Pettingen (Abb. 3) setzte offenbar nach Osten hin an einer rheinisch streichenden Bruchzone ab. Verlässliche Mächtigkeitsdaten im Übergangs-Areal fehlen. Eine Tiefbohrung bei Ermsdorf beginnt erst im unteren Pseudomorphosenkeuper. Im Bachriß-Profil Deifebaach nördlich Medernach ergaben sich etwa 16-18m km1P. Aus diesem Wert und der von THIELEN 1969 übermittelten Angabe von 11m km1P zwischen Ermsdorf und Eppeldorf läßt sich eine vergleichbare Mächtigkeitsentwicklung wie im Umfeld von Dillingen an der Sauer ableiten. Die rheinische Trennfuge zum Plateau von Bissen ist also weiter westlich zu suchen. Dafür in Frage käme die Bruchlinie östlich Stegen-Schrandweiler, die südwestlich von Mersch ihre Fortsetzung findet (Abb. 5).

Sicherlich besteht ein Zusammenhang zwischen diesem nach Westen hin abschiebenden, synsedimentären rheinischen Bruch- bzw. Flexurelement und der nach Osten verklingenden grobklastischen Randfazies des km1P. Die unterschiedliche Absenkung beiderseits dieser Trennfuge beeinflusste sowohl die Mächtigkeitsverteilung als auch die flächige Ausstreuung der von Nordwesten zugeführten terrigenen Klastika. Die Flußläufe häuften sich im westlichen Senkungsareal und überschritten die strukturelle Grenze im Osten nur selten. Der untere Konglomerathorizont («km1(2)») läßt sich noch bis zum Plateau von Stegen südlich Diekirch verfolgen. Der obere Konglomerathorizont («km1(4)») reicht etwas weiter: Im Deifebaach-Profil nördlich Medernach steht ein nur mehr mergelig-sandig ausgebildeter «km1(2)» mit Rippelmarken und Schwermineral-Seifen einem konglomeratischen «km1(4)» gegenüber. Dies ist wohl den unterschiedlichen Beckenkonfigurationen der beiden Teilstockwerke des Pseudomorphosenkeupers zuzuschreiben. Hatte die strukturelle Rahmensituation des km1P1 noch zur relativ straff südwärts gerichteten Entwässerung des ardennischen Hinterlandes geführt, so ermöglichte die variszisch orientierte Becken- und Schwellensituation des km1P2 eine stärker nach Osten ausgedehnte Ausstreuung der Geröllfracht. Dies bestätigen auch die Beobachtungen von LUCIUS 1948 (S. 97) auf der Hochfläche südlich von Diekirch. Nach der Kartierung von MÜLLER 1982 ließ sich der «km1(4)»-Horizont nordöstlich von Schrandweiler noch über das genannte rheinische Bruchelement hinweg verfolgen. Das Geröllspektrum des «km1(4)» im Deifebaach-Profil zeigte eine deutliche Quarz-Dominanz und deutete damit auf eine relativ starke mechanische Selektierung, denkbare Resultat einer mehrfachen Umlagerung auf der tektonisch kontrollierten Hochlage östlich der Bruchlinie Stegen-Schrandweiler. Das Ende der Geröll-Führung wird in grober Näherung durch den Lauf der Weißen Ernz markiert.

Einzel-Beschreibungen dazu finden sich in LUCIUS 1941 und 1948, KÖHLE 1968, HURLER 1968 und THIELEN 1969. Im Gaybach-Profil östlich Wallendorf (Tafel 5a) erinnern nur noch zwei feinsandige und dolomitische Schichtpakete innerhalb einer 7,5m mächtigen rötlichen Mergelserie des Pseudomorphosenkeupers an die Konglomeratstufen der westlichen Randfazies.

Auch das Ausmaß der dolomitischen Zementation nimmt nach Westen hin deutlich ab, massige Dolomite treten in der Region östlich der rheinischen Trennfuge nicht mehr auf.

Im Gegensatz zur relativ gut erschlossenen Region Nordost-Luxemburgs ist der Fazieswechsel von grobklastischer Randfazies zu überwiegend pelitischer Normalfazies südöstlich des luxemburger Lias-Plateaus weit weniger gut zu fixieren. Die Beobachtungen beschränken sich dort auf vereinzelt Lesestein-Funde auf Ackerflächen. Noch bei Rodenbourg erscheinen im unteren Mittelteil des km1P einzelne Lagen von Fein- bis Mittelsandsteinen mit vereinzelt Quarz- und Quarzit-Geröllen in maximalen Größen von 1 bzw. 0,6 Zentimetern. Südöstlich von Mondorf werden noch vereinzelt Quarz-Gerölle in Sandstein-Plättchen des km1P erwähnt (DZYWULSKI 1981).

Literatur-Hinweise auf Geröll-Horizonte im km1P bei Rodenbourg (ANTUN 1960) und nördlich von Betzdorf (WIBOWO 1967, vergl. auch LUCIUS 1948) sind in Frage zu stellen. Bei all diesen Beobachtungen handelte es sich um dünne Geröllschleier auf Ackerflächen, ein Konglomerat im Verband mit km1P-Sedimenten war in keinem Fall aufgefunden worden. Zweifel an der stratigraphischen Zuordnung zum Pseudomorphosenkeuper klangen bereits bei WIBOWO 1967 an. Ebenso wie LUCIUS 1948 hatte ANTUN 1960 das 'rhätische' Komponentenspektrum der in Frage stehenden Gerölle herausgestellt, ebenso wurden Reste eines kieselligen Bindemittels beschrieben, wie es gelegentlich in Rhät-Serien auftritt. Zwischen dem von Quarzen und i.w. grün-grauen Quarziten beherrschten Materialspektrum der km1P-Konglomerate und einer 'rhätischen' Assoziation bestehen deutliche Unterschiede; bei den betreffenden Geröllen handelt es sich um Terrassenbildungen der Syr, die mit Bruchstücken des Rhät-Konglomerates untermischt sind. Ein solches Terrassensediment beschrieb auch LUCIUS 1948 bei Rodenbourg (S. 91/92). Eine Reichweite grobklastischer Schüttungen des Pseudomorphosenkeupers bis in die fragliche Region ist darüberhinaus relativ unwahrscheinlich. Allenfalls einzelne Kiesel sollten diese entlegene Region erreicht haben (vergl. dazu Kap. II.5.1.2.a. u. II.5.1.2.b.).

Östlich bzw. südöstlich der letzten Ausläufer der grobklastischen Bezugshorizonte innerhalb des km1P besteht keine Möglichkeit mehr, die Gesamtabfolge dieses Schichtgiedes in die Teilstufen des km1P1 und km1P2 zu untergliedern¹⁾. Mächtige Salzlager im km1P1 wie in Lothringen fehlen im Luxemburger Raum; Sedimentmerkmale wie Sulfat, Spuren von Halit und corrensitische Tonminerale treten in beiden Teil-Schichtgliedern auf. Dies macht es notwendig, einzelne strukturelle Gegebenheiten undifferenziert dem gesamten km1P zuzuschreiben.

¹⁾ Die im Raum Gonderange-Rodenbourg auf den Ackerflächen anzutreffenden Dolomite des höheren km1P — von den Steinmergeln des «km3» (km3St) unterscheiden sie sich durch ihr unregelmäßigeres Bruchverhalten und ihre gelegentlich recht bunte Färbung — sind eventuell dem in der Bohrung Rebiereg erfaßten beckeninneren Äquivalent des Konglomeratischen Dolomithorizontes (Kap. II.5.1.2.b.) gleichzusetzen. Bei genauerer Auskartierung dieser Dolomitsequenz könnten sich dementsprechend Anhaltspunkte zur km1P1/km1P2-Grenzlegung ergeben.

Relativ sandreiche Profile der ost- und südost-luxemburgischen Normalfazies des Pseudomorphosenkeupers sind an die zentralen Bereiche der beiden rheinischen Teilgräben der Eifeler Nord-Süd-Zone geknüpft. IRRLITZ 1966 beschrieb im Zentralbereich der Saargauer Grabenzone Sandsteinplatten mit Rippelmarken und Steinsalz-Pseudomorphosen; eine Dünnschliff-Untersuchung ergab einen Glimmer-Gehalt von 15 % und ein Fehlen dunkelgrüner Sandkorn-Komponenten. WIBOWO 1967 erwähnte 18 % Glimmer in einem dolomitischen Quarz-Sandstein aus der Region um Biwer, dem zentralen Teil der Echternacher Grabenzone. SABBAGH 1967 betonte den häufig sehr hohen Sandgehalt der km1P-Mergel seines Arbeitsgebietes südlich von Echternach. Er beschrieb Übergänge von Mergeln zu Sandsteinen und bis 4 cm starke Platten glimmerführender graugelber, relativ grobkörniger quarzitischer Sandsteine.

Auffällig ist die nahezu sandfreie und mit 24 Metern relativ geringmächtige km1P-Ausbildung des — innerhalb der Echternacher Grabenzone gelegenen — Gracht-Profiles. Beide Faziesmerkmale belegen eine interferierende (variszisch streichende) Hochstruktur, die in dieser Region bereits während des ku1, ku2B und ku2G in Erscheinung getreten war (vergl. dazu Tafel 7/2).

Das Fehlen der typisch ardennischen grüngrauen Quarzit-Komponente in den ost-luxemburgischen km1P-Sandsteinen und der hohe Glimmer-Gehalt sind Hinweise auf eine zusätzliche Sediment-Zufuhr durch die Eifeler Nord-Süd-Zone.

Eine Rekonstruktion der Faziesverteilung im Süd-Teil der Saargauer Grabenzone wird dadurch behindert, daß die Pseudomorphosenkeuper-Schichten dort bis auf den mittleren oder unteren Teil abgetragen sind. Bis auf die Erwähnung eines fein- bis mittelkörnigen Quarz-Sandsteines und z.T. sandführender Mergelfolgen bei Wincheringen (BAUMANN 1964) fehlen hier verwertbare Faziesdaten. Auch im Norden liegen kaum Angaben vor. Bei HEITELE 1984 findet sich lediglich ein kurzer Hinweis auf grüngraue Sandsteinbänkchen im km1P der Sauer-Mündungsregion. Die Untersuchung von SCHRADER 1983 zur Trias der Eifeler Nord-Süd-Zone bietet ebenfalls keine weitergehende Hilfe. Die Bearbeitung des mehrere Zehner Meter mächtigen Pseudomorphosenkeupers der Süd-Eifel beschränkte sich darin auf ein 1,1m langes Profil tonig-siltiger Gesteine bei Rohrbach (nördlich von Bollendorf), eine genauere stratigraphische Fixierung dieses kurzen Teilabschnittes unterblieb. SCHILLINGS 1986 beschrieb im Gebiet Stockem-Peffingen-Schankweiler/Süd-Eifel glimmerführende Siltstein-Partien im Pseudomorphosenkeuper.

Eine Zuordnung der vermehrten Sandsedimentation zu einer der beiden Teilstufen des Pseudomorphosenkeupers ist nicht möglich. Es scheint, als ob dieses Faziesmerkmal undifferenziert in der gesamten km1P-Abfolge auftritt. Hinweise auf eine akzentuierte Sandführung im unteren Teil (z.B. Profil Long Kaul in WALTER 1965, Profil Kapenaker in NEUMANN-REDLIN 1966) wechseln mit gegenteiligen Daten (Hafenprofile Mertert in GOOS 1965, Bohrprofil Schwebsingen zit. in BERNHARDT 1976).

Eine gesteigerte Senkungstendenz der Eifeler Nord-Süd-Zone dokumentiert sich auch in den im Süd-Eifel-Bereich ermittelten km1P-Mächtigkeiten von 30-40m bei Peffingen-Stockem (SCHILLINGS 1986) und 40-50m in der Region Oberweis-Bitburg (NEGENDANK 1983).

Die hohen km1P-Mächtigkeitwerte Südost-Luxemburgs setzen sich offenbar nach Norden bis über die Ardennen-Südrandzone hinweg fort.

Auch die Salzgehalte zweier Tiefbohrungen deuten auf eine akzentuierte Subsidenz rheinischer Grabenstrukturen. Im Profil einer alten Prospektionsbohrung bei Echternach ('Stangenbohrung Echternach') werden im unteren Teil des Pseudomorphosenkeupers — in etwa 60 Metern Tiefe — mehrere Meter «stark gesalzener» Gipstone erwähnt (LUCIUS 1948, S. 392). Inzwischen abgelaugte, ursprünglich höhere Gehalte an Halit und dessen primär höhere stratigraphische Reichweite sind nicht auszuschließen. Ähnliches gilt für das Profil der Kindquellen-Bohrung bei Mondorf. Dort ist in den oberen Metern des km1P — in Tiefen von etwa 175 Metern — von dunklen, z.T. mit Gips und Anhydrit durchsetzten Salztönen die Rede (LUCIUS 1948, S. 389). Beide Bohrprofile gehören wohl (die genaue Position des Echternacher Bohrprofils von 1839-40 ist nicht mehr zu rekonstruieren) der Echternacher Grabenzone an, die Mondorfer Bohrung liegt im heute nur noch recht schwach entwickelten Südteil dieser Struktur. Steinsalz-Vorkommen im Pseudomorphosenkeuper sind im sonstigen Luxemburg (bisher) nicht bekannt. In den beiden genannten Ausnahmefällen mag eine stärkere Senkungstendenz eines Teilstücks der Echternacher Grabenzone die Akkumulation geringer Mengen Steinsalz begünstigt haben. Auch das von GREBE 1892 erwähnte einzige abbauwürdige km1P-Gipslager südöstlich von Holsthum (nördlich Echternach) ist wohl der Auswirkung dieser Grabenstruktur zuzuschreiben.

BERNERS 1985 schloß aus den Mächtigkeitsdaten des Pseudomorphosenkeupers Südost-Luxemburgs auf eine generelle Mächtigkeitsreduktion in Annäherung an die Siercker Schwelle. Der südlichste dieser Werte war mit 65 Metern bei Remerschen auch der niedrigste. Die verfügbaren Daten (Abb. A/28) weisen jedoch auf eine weit komplexere Situation hin. Zwischen den relativ hohen km1P-Werten im Westen — 101,28m in der Kindquellen-Bohrung bei Mondorf und ca. 100m im Umfeld von Waldbredimus — und im Osten — 90m bei Remich und 81m in der Bohrung Wintrange — erstreckt sich die Region des Plateaus von Burmerange, wo die damaligen Einzelbearbeiter WETZELAER 1977 und VON HOYER 1967 für den Pseudomorphosenkeuper Mächtigkeitwerte von 60 bis 65m angaben. Dies wurde auch in der Legende des Kartenblattes Remich (redigiert von BERNERS 1985) berücksichtigt, dort werden 60-100m km1P veranschlagt. Im Vergleich mit den strukturellen Gegebenheiten dieser Region kann diese Mächtigkeitverteilung als Abbild synsedimentär aktiver, rheinisch streichender Bruchzonen gewertet werden. So liegen die erwähnten östlichen Werte im Bereich eines rheinischen Schmalgrabens (heute z. T. nachgezeichnet vom Lauf der Mosel), dessen akzentuierte synsedimentäre Subsidenz auch durch die auffallend hohen Sandgehalte der Bohrung Schwebsingen nahegelegt wird. Die hohen Werte im Westen (Bohrung Mondorf, Abb. A/28) sind der Echternacher Grabenzone zuzuschreiben. Der von SCHYNS 1977 zwischen Bous und Dalheim angegebene sehr geringe Wert von 33 Metern ist einer gestörten Schichtlagerung in diesem Gebiet zuzuschreiben.

In der Bohrung Cessingen wurden 184,91m km1P erfaßt. Dies ist die größte bekannte Pseudomorphosenkeuper-Mächtigkeit nördlich der Siercker Schwelle. Eine Abgrenzung von km1P1 und km1P2 ist anhand der gegebenen Protokolldaten nicht möglich. Das Profil liegt außerhalb der grobklastischen ardennischen Randfazies und bietet wenig stratigraphisch aus-

zudeutende lithologische Hinweise¹⁾. Da sich im Ost-Teil des Untersuchungsgebietes eine starke synsedimentäre Mobilität rheinischer Richtungselemente abzeichnet, ist anzunehmen, daß das südwest-luxemburgische km1P-Mächtigkeitsmaximum, das im Norden von variszisch streichenden, süd-abschiebenden Bruchlinien kontrolliert wurde (Kap. II.5.1.2.a.), im Osten von west-abschiebenden rheinischen Bruchelementen bestimmt war (Tafel 7/2).

II.5.2. Schilfsandstein («km2s»)

Äquivalente des Schilfsandsteins in Luxemburg bieten ein breit gefächertes Erscheinungsbild. Meist erscheinen zyklische Aufeinanderfolgen von Fein- bis Mittelsandsteinen und tonig-siltigen Lagen. Dies und mehrere Zentimeter große Tongerölle in den Basispartien der Sandsteine (s. etwa Profil Krunn, Abb. 14) deuten auf sich vielfach verlagernde Strömungsrinnen. Typisch ist eine bimodale Korngrößenverteilung der Sandsteine. Sie resultiert aus einer Mischung zweier unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen abgelagerten Kornpopulationen, entstanden durch die Einarbeitung randlicher Tonschlämme in die gröberen Rinnensedimente. Klein- bis mitteldimensional schräggeschichtete Sandsteine und ruhig geschichtete, z.T. bioturbate feinklastische Sedimente von rötlicher, graugrüner oder schwärzlich-grauer Farbe repräsentieren die Ablagerungen abseits der Strömungsrinnen.

Gelegentlich kommen millimeterfeine Wechselfolgen von Ton- und Siltsteinen vor. Möglicherweise handelt es sich um eine Jahreszeiten-Schichtung (vergl. SCHÄFER & SNEH 1983 zur genetischen Deutung der sehr ähnlichen, limnischen 'Papierschiefer' des Rotliegenden in der Saar-Nahe-Senke). Daneben erscheinen ausgedehnte Spülsäume mit großen Glimmer-Täfelchen und Pflanzenpartikeln, eine deutlich ausgeprägte Kleinstrippelschichtung und zopfrüppelartige Flächenanbrüche. Die Beobachtungen deuten auf ein limnisch-fluviatiles Milieu. Verschiedene Bearbeiter ermittelten für die Schilfsandstein-Zeit ein heißes und wechselfeuchtes (subtropisch-semiarides) Klima (WURSTER 1964, PALAIN 1966, SCHRÖDER 1977a, BARTH et al. 1984), HAHN 1984a schloß aufgrund paläomagnetischer Befunden auf eine geographische Breite von ca. 12° Nord. Jahreszeitliche Variationen der Niederschlagsmengen sollten also eine wesentliche Rolle gespielt haben. In Zeiten erhöhten Wasserandrangs kam es wohl gelegentlich zur Überflutung der von Fluß-Rinnen überzoge-

¹⁾ Denkbar wäre eine Abgrenzung der unteren 151 Metern stark sulfatführender Mergelserien und der oberen 34 Meter bunter Gipsmergel mit «Körnern von Quarz» (LUCIUS 1948, Tab. IV). Bei einer Fixierung der Grenze km1P1/km1P2 in diesem Niveau ergeben sich jedoch mehrere Unstimmigkeiten. So ist das Aussetzen massiger Sulfate nicht als Merkmal des km1P2 zu werten (vergl. etwa Bohrprotokolle in MAUBEUGE 1971, Schichtbeschreibung des km1P in BERNERS 1985 u. Kindquellenbohrung bei Mondorf). Auch deuten «Körner von Quarz» nicht gerade auf km1P2; nennenswerte Gehalte an grobem terrigenem Detritus sind in diesem randfernen Profil äußerst unwahrscheinlich. Zudem erscheint ein Wert von 34 Metern Oberer Pseudomorphosenkeuper in Anbetracht der sonst bekannten km1P2-Mächtigkeiten und der Position des Profils im Umfeld einer variszisch streichenden Hochscholle zu hoch, es sei denn, man ginge von einer Interferenzwirkung der nahegelegenen rheinischen Bruchlinie der Weißen Ernz aus.

nen Küstenlandschaft und zur weitflächigen Ablagerung siltiger Sedimentfracht in den benachbarten limnischen Arealen.

Im östlichen und südöstlichen Luxemburg schließen die «km2s»-Serien noch relativ eng an die Normalfazies des Germanischen Beckens an. Dies gilt für die Strömungsgefüge und die zahlreichen Pflanzenreste. Eine deutliche Abweichung ist allerdings der hohe Glimmergehalt der Sandsteine; WALTER 1965 nannte bei Flaxweiler 20%, VIETH 1976 aus Südost-Luxemburg immerhin noch 10%. Im Germanischen Becken treten maßgeblich Biotite und geringe Anteile an Chlorit auf (BEUTLER & HÄUSSER 1982), in Luxemburg sind es überwiegend Muskowite. Wahrscheinlich kam es zu einer Vermischung der 'nordischen' Materialströme des Schilfsandsteins (vergl. WURSTER 1964) mit glimmerreichem Detritus aus den nördlichen Ardennen. Die von WURSTER 1964 (Fig. 50) rekonstruierten Strömungsrichtungen Nordwest-Deutschlands weisen auf die Eifeler Nord-Süd-Zone. Daraus könnte man auf eine Anbindung des luxemburg-lothringer Gebietes an das riesige fluviatile Entwässerungssystem Mittel-Europas schließen (vergl. auch DITTRICH 1989). Die durch die Eifeler Nord-Süd-Zone zur Tethys ziehenden Flußläufe transportierten erhebliche Mengen unreifen Verwitterungsschutts des Skandinavischen Schildes heran. Dabei wurden sie von lokalen Zuflüssen mit zusätzlichem Material gespeist. Im Bereich des Untersuchungsgebietes bestand die Sedimentfracht der Flüsse schließlich aus einem innigen Gemisch nordischer und ardennischer Klastika.

Eine weitere Materialquelle waren die paläozoischen Serien und postvariszischen Deckschichten der Süd-Ardennen. Deren Klastika unterscheiden sich deutlich vom glimmerreichen Detritus, der durch die Eifeler Nord-Süd-Zone zugeführt wurde. Glimmer- und Feldspat-Gehalte bleiben niedrig, wesentliche Komponenten sind Quarz- und Quarzit-Bruchstücke, Tonschieferklasten, Kieselschiefer und Dolomite. Material dieser Zusammensetzung beherrscht die nordwest-luxemburgische Randfazies des Schilfsandsteins. Dort erscheinen Wechselfolgen fein- bis mittel-körniger, gelegentlich auch grobkörniger graugrüner dolomitischer Sandsteine, vereinzelt geröllführend, und meist rötlich-gefärbter sandiger Mergel. Lokal ist ein Basiskonglomerat entwickelt. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Quarzen, dunkelgrünen Quarziten, Dolomiten und Tonmergeln. Die Zurundung der Klastika ist teilweise sehr gering (vergl. HURLER 1968). SCHNEIDERS 1986 klassifizierte eine «km2s»-Probe der Randfazies als «Gesteinsbruchstück-Sandstein»; neben wenig gerundeten Quarzkörnern und gelegentlichen Kohlefaltern erschienen bis zu 40% Gesteinstrümmer-Anteile von grauen und grünen Quarziten und von Phylliten.

Innerhalb der Strömungskanäle bestand ein anhaltend hohes Energie-Niveau. Darauf deuten Korngrößenverteilungen und Gefüge-Merkmale. Insofern besteht ein deutlicher Unterschied zu vorhergehenden und nachfolgenden Keuper-Serien, deren schlecht sortierte Klastika von kurzlebigen Flußläufen oder episodischen Schichtfluten abgelagert wurden. Im Gebiet der extremen Randfazies resultiert daraus ein zuverlässiges Identifikationsmerkmal des Schilfsandsteins. Dies ist von Bedeutung, als sich die «km2s»-Serien dort petrographisch kaum vom Liegenden und Hangenden abheben. Schilfsandstein-Klastika repräsentieren hier lediglich eine von zahlreichen Episoden einer gesteigerten Grobschutt-Anlieferung vom ardennischen Hinterland.

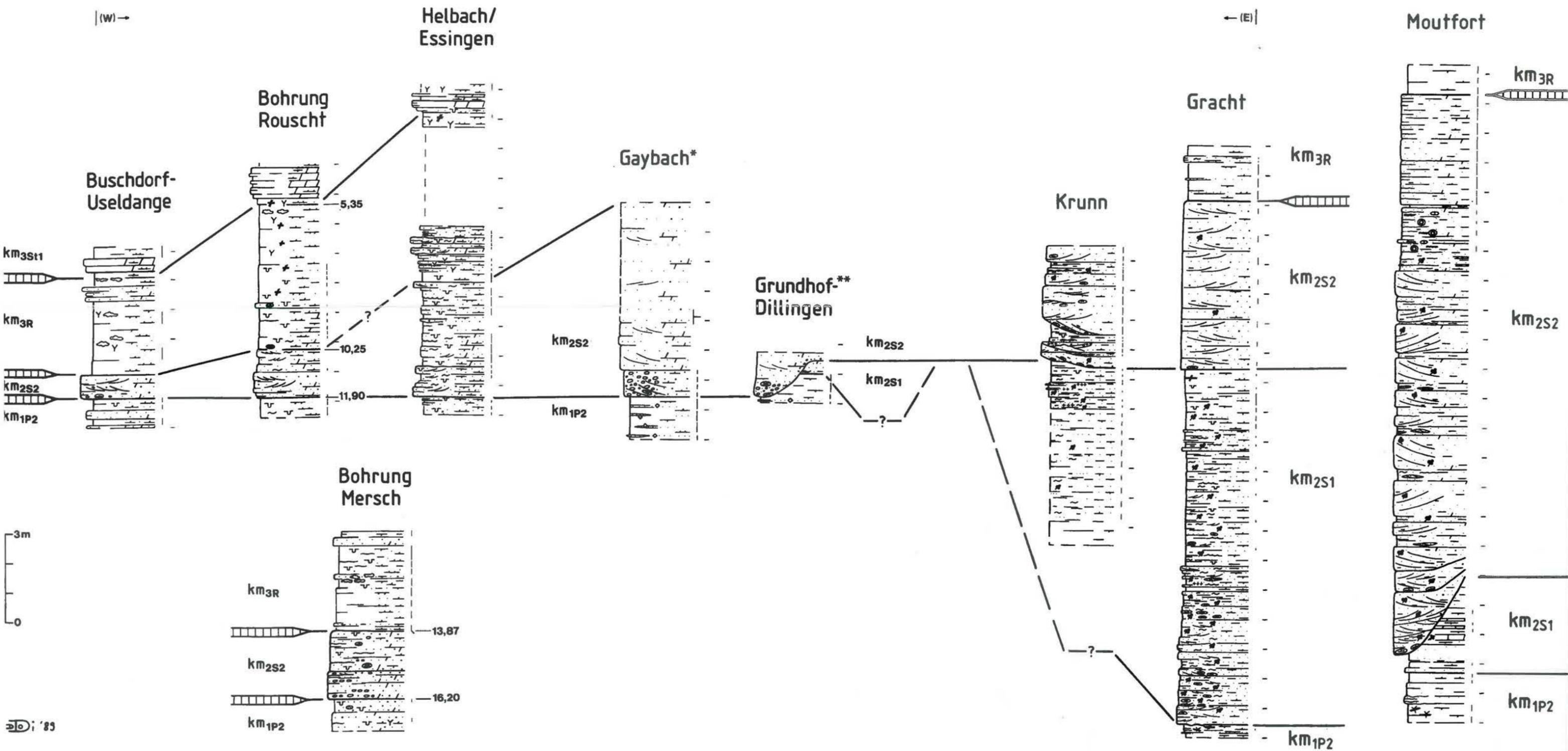


Abb. 14: Profile des mittleren Mittelkeupers (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/29; *: oben ergänzt mit Kartierdaten HURLER 1968, **: nach HURLER 1968 (verändert); Profile Krunn u. Gracht: + : mm-große Hohlräume).

Im belgischen Profil Attert (Tafel 4), wo sich die gesamten Keuper-Serien bis hin zur Basis des Steinmergelkeupers durch erhebliche Geröll-Gehalte von gleichbleibend ardennischer Zusammensetzung auszeichnen, weisen die obersten Meter des tieferen Mittelkeupers eine bessere Sortierung, ein deutlich strafferes Gefüge und weniger rot-getönte Sedimentfarben auf. Sie werden hier dem Schilfsandstein zugeordnet.

BOCK & WAGNER 1986 fixierten die Grenze Pseudomorphosenkeuper/Schilfsandstein des Attert-Profiles ca. 2,5m unterhalb des hier beschriebenen Gefüge-Wechsels. Eine schlüssige Begründung für diese Grenzziehung, die einen Teil der schlecht sortierten Konglomerate und geröllführenden Sandsteine im Liegenden ebenfalls noch dem Schilfsandstein zuordnet, fehlt. Die als entscheidendes Argument angeführte geringe dolomitische Verkittung des vermeintlichen «km2s»-Basiskonglomerates kann nicht als hinreichender Beleg gelten. BOCK & WAGNER werteten sie als Zeugnis einer Aussüßung des Milieus und damit als Hinweis auf eine Zugehörigkeit zum Schilfsandstein. Allerdings beschränkt sich die geringe Karbonatführung auf dieses eine Konglomerat, die auflagernden sandig-konglomeratischen Abfolgen enthalten Dolomitanteile, wie sie aus liegenden Serien bekannt sind. Auch ist nicht auszuschließen, daß es sich lediglich um eine verwitterungsbedingte Verminderung eines ursprünglich höheren Dolomit-Gehaltes handelt. Dolomit-Zemente im Schilfsandstein sind überdies im westlichen und mittleren Luxemburg allgegenwärtig.

Erstmals innerhalb des Mittelkeupers ging die verstärkte Vorschüttung gröberer Materials nicht zulasten der Sortierung. Im Bohrprofil Mersch ermittelte CONSTANTINE 1970 in den Serien des «km1(4)» (Konglomeratischer Dolomithorizont) Sortierungskoeffizienten nach TRASK von bis zu 4,5 — der Median schwankt i.a. zwischen 90 und 140 μ —, im relativ feinklastischen «km1(5)» Werte um 1,5. Beim Übertritt in den Schilfsandstein steigen diese Werte trotz einer sprunghaften Erhöhung des Medians der Sandsteine von 150-180 μ («km1(5)» auf etwa 225-227 μ (Basiskonglomerat: ca. 240 μ) auf etwa 2 an¹). Ein hochenergetisches Strömungsregime zeigt sich auch im makroskopischen Aspekt der «km2s»-Sandsteine der Randfazies. Sie sind oft deutlich horizontalgeschichtet; dies zeigt sich besonders gut im angewitterten Zustand. Auf nahezu schichtparallelen Spaltflächen läßt sich eine Strömungstreifung ('current lineation') beobachten. Sie ist typisch für das 'Obere Strömungsregime' und entsteht durch die longitudinale Ausrichtung länglicher Kornpartikel.

Ein Faktor, der die Ausbildung eines relativ konstanten Strömungsregimes begünstigte, war sicherlich ein stärker humides Klima. Bereits im höheren Pseudomorphosenkeuper hatte sich eine Tendenz zu gesteigerten Niederschlagsmengen und einem weniger lebensfeindlichen Milieu angedeutet. Dies zeigen die im oberen km1P2 verbesserten Sortierungswerte (CONSTANTINE 1970) wie auch Funde von Wurzelhorizonten oder Pflanzenresten in diesen Serien (Bohrung Ell, Profil Attert, Tafel 4). Das Klima war jedoch nach wie vor arid; Sulfat-Knollen und sulfatische Bindemittel der Sandsteine sind ein generelles Merkmal der «km1(5)»-Serien. Erst mit dem Wechsel zum Schilfsandstein reduzierten sich die Sulfat-Anteile erheblich. In Nordwest-Luxemburg, im abgeschirmten Rückland der Ardennen, kann dies nicht allein der Aussüßung durch das von Norden anrückende nordische Flußsystem zugeschrieben werden. Vielmehr scheint sich ein verändertes Verhältnis zwischen Niederschlags- und Verdunstungs-

¹) CONSTANTINE schrieb die gesamte Suite von Profilmeter 23,2 bis 13,87 dem Schilfsandstein zu. Die Ergebnisse der Neukartierung der Region Mersch (DITTRICH 1984) widerlegen diese Auffassung. Danach handelt sich dabei um «km1(4)» und «km1(5)», den Schilfsandstein («km2s») und die unteren-Roten Gipsmergel («km2»).

rate anzudeuten, bei dem es nur noch selten zur Bildung hochsalinärer Mineralphasen kommen konnte.

Dennoch sind auch in den Serien des Schilfsandsteins Anklänge an die saline Keuperfazies zu beobachten:

In West-Luxemburg kommen gelegentlich Steinsalz-Pseudomorphosen und Relikte kleinerer Sulfatknollen vor. Die Sandsteine sind weitgehend dolomitisch zementiert. Daneben treten millimeter- bis dezimeter-große Dolomitmikrit-Intraklasten und gelegentlich auch Dolomitzwischenlagen in den Sandsteinen auf. Abseits der fluviatilen Strömungsrinnen, in ausgedehnten seichten Pfützen, kam es offenbar zur Ausfällung von Karbonat und zur sekundären dolomitischen Verkittung liegender Sandbänke. Bei einer Verlagerung der Flußrinnen wurden die z. T. sandig-tonigen Karbonatschlämme aufgearbeitet und in gelegentlich noch plastischem Zustand umgelagert.

Die typische Schilfsandstein-Vegetation blieb weitgehend auf die Areale Ost- und Südost-Luxemburgs beschränkt; nur dort, im Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone, wo es durch ständige fluviatile Süßwasser-Zufuhr zur Aussüßung kam, bestanden zeitweilig günstige Bedingungen. In Mittel- und West-Luxemburg sind Pflanzenreste generell selten. Im Profil Weissefirtchen bei Cruchten ließen sich Spülsäume mit millimetergroßen Pflanzenpartikeln nachweisen. Allerdings treten sie gemeinsam mit recht hohen Gehalten an großen Glimmer-Täfelchen auf, sind also wohl als verschwemmtes Material der stärker Süßwasser-beeinflußten Areale Ost-Luxemburgs zu werten.

In der Region um Echternach (Profile Gracht u. Krunn) treten im mittleren Schilfsandstein Relikte ehemaliger Sulfatknötchen auf. Es sind millimetergroße runde Hohlräume, lagig oder wolkig angeordnet in zentimeter-mächtigen Silt- oder Feinsandsteinbänkchen ober- und unterhalb von Ton- bzw. Mergellagen. Im Krunn-Profil häufen sie sich im Topbereich einer relativ mächtigen Sandsteinbank, lokal zeichneten sie einzelne, von dünnen Tonzwischenlagen abgesetzte Vorschüttungs-Blätter innerhalb der Schrägschichtungs-Einheiten nach. Es dokumentiert sich eine befristete subaerische Exposition der fluviatilen Klastika und deren Durchtränkung mit hochsalinaren marin-lagunären Wässern; als Folge davon kam es — ebenso wie in vorhergehenden Keuper-Schichtgliedern — zu einer frühdiagenetischen supratidalen Evaporit-Imprägnation (vergl. dazu Kap. II.4.1.2. u. II.4.1.3.).

Ein weiterer Hinweis auf eine subaerische Exposition fand sich im Krunn-Profil. Oberhalb einer Siltlage mit Sulfatknötchen-Residuen erschien eine wenige Zentimeter tiefe und einige Dezimeter breite Rinne, verfüllt mit intensiv rot-gefärbtem, zähplastischen Ton-Material. Wahrscheinlich ist hier oxidiertes Tonmaterial trockengefallener feinklastischer Schilfsandstein-Serien flächig abgeschwemmt und in flachen und niederenergetischen Strömungskanälen re-sedimentiert worden.

In Südost-Luxemburg beschrieben BARTH et al. 1984 im Rahmen einer detaillierten Bearbeitung eines Schilfsandstein-Profiles bei Moutfort ebenfalls zahlreiche Merkmale eines lagunären, stark salinar geprägten Milieus. Dies gilt insbesondere für den obersten Teil des

Schilfsandsteins ('Topschichten'), in dem bereits wieder eine typische 'Keuperfazies' anklingt. Zu erwähnen sind mikritische Dolomit-Lagen, stromatolithische Bildungen und die über die gesamte Profillabfolge hinweg nachweisbaren corrensitischen Tonminerale. Den Corrensit-Gehalt der Sandsteine werteten die Autoren als Resultat der Aufbereitung und Resedimentation von Tonschlammern der umgebenden 'tidal flats' bei der lateralen Verlagerung der mäandrierenden Strömungsrinnen. Dies setzt ein enges Nebeneinander von flachgründigen Lagunen und hochenergetischen Rinnensystemen voraus. In den sehr hochkonzentrierten Lagunenwässern kam es offenbar zu einer umfangreichen konstruktiven Transformation des detritisch angelieferten, stark degradierten Tonmaterials (vergl. dazu LUCAS 1962 und 1974). Auch in Lothringen bei Hinckange/Mosel waren in Schilfsandstein-Schichten Corrensit-Gehalte von bis zu 35,5% nachzuweisen (DESPRAIRIES et al. 1966). In beiden Fällen, in Hinckange und in Moutfort, ist das Nebeneinander von Corrensiten und mäßig oder schlecht kristallisierten Illiten in ein und derselben Tonmineralassoziation ein zusätzlicher Hinweis auf die gemeinsame Sedimentation genetisch unterschiedlicher Kornpopulationen, fluviatil zugeführter, klastischer Tonsubstanz und den rekristallisierten Tonmineralphasen der randlich persistierenden Lagunen.

Der Corrensit-Gehalt des Schilfsandsteins ist eine Besonderheit des luxemburg-lothringischen Raumes. Im Inneren des Germanischen Beckens gilt das Aussetzen dieses Minerals im Schilfsandstein als sicheres Kriterium zu dessen Abgrenzung von liegenden und hangenden Pelitserien (vergl. auch DITTRICH 1989). Ein ausgesüßtes, überwiegend limnisch-fluviatiles Sedimentationsregime brachte dort die Transformationsprozesse weitgehend zum Erliegen. Dies besagt jedoch nicht, daß alles, was Corrensit enthält, kein Schilfsandstein sein kann. In Teilbereichen des Beckens ermöglichten offenbar besondere geographische Rahmenbedingungen eine stärkere Akzentuierung des lagunären Milieus und damit die Bildung hochsalinärer Tonmineralphasen.

Im Moutfort-Profil deuteten Linsen- und wellige Wechsellagerung sowie eine bipolare Schrägschichtung, in der feinsandige Lagen mit tonigeren, glimmer- und pflanzenhäuselreichen Lagen wechseln, auf rhythmisch wechselnde Strömungsenergien. Auch bei Echternach tritt in den Ton-Silt-Serien des mittleren Schilfsandsteins gelegentlich Linsenschichtung auf. BARTH et al. 1984 werteten die genannten Gefüge-Merkmale bei Moutfort als Zeugnis tidaler Einflüsse. Sicherlich kam es in der im äußeren Randbereich der Tethys gelegenen Flußlandschaft des Schilfsandsteins episodisch zum Vorgreifen mariner Wässer. Darauf deuten auch die gelegentlich zu beobachtenden Glaukonit-Komponenten in den Sandsteinen (in Nord-Lothringen: s. PALAIN 1966; in Südost-Luxemburg: NEUMANN-REDLIN 1966). Typisch deltaische Milieu-Merkmale fehlen jedoch, offenbar kam es nur zu äußerst flachgründigen marinen Überflutungen. Gelegentlich wären also — recht schwache — Gezeiten-Einwirkungen denkbar. Eine durchgreifende marine Aufbereitung des Materials fand allerdings nicht statt. Die Sortierung ist schlechter als in typischen Tidalsedimenten, die auftretenden Gefüge sind generell niederenergetisch.

II.5.2.1. Stratigraphische Neubewertung des Schilfsandsteins

Eine Schlüsselposition zur Deutung der relativ komplexen faziellen und stratigraphischen Verhältnisse der Luxemburger Region nehmen die Profile im Raum Echternach ein.

Im Profil Gracht bei Echternacherbrück treten Schilfsandstein-Schichten in ihrer Gesamtmächtigkeit von etwa 18 Metern zutage. Bemerkenswert ist das sehr inhomogene petrographische Erscheinungsbild. Den unteren und oberen Schichtabschnitt bilden kompakte Sandsteinfolgen, im mittleren Teil erscheinen ca. 6,5m mächtige Ton- und Siltsteinserien.

Die beiden Sandstein-Pakete sind deutlich voneinander unterschieden. Die liegenden Serien sind helle, graugelbe, ockerfarbene oder grünliche Feinsandsteine, tonig-mergelig und sehr reich an großen Muskowit-Täfelchen. Es kommen mehrere Zentimeter lange oder aber fein verteilte Pflanzenreste vor, dünne kohlige Lagen und bis 5 cm große Tongerölle. Neben den mengenmäßig dominierenden Quarzkörnern treten auch dunkelgrüne Gesteinskomponenten auf. Die Bankung ist allgemein ruhig, dünne graue Tonlagen bilden die Fugen, die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 5 und 25 Zentimetern. Das Schichtgefüge wechselt zwischen feiner Flaserschichtung, Feinrippelschichtung und kleindimensionaler Schrägschichtung. Daneben treten ausgedehnte flache Schrägschichtungskörper auf, deren Einzelflächen über 10 Meter zu verfolgen sind, sowie sandige Füllungen flacher, mitteldimensionaler Rinnen. Der Gesamtaspekt der unteren Sandstein-Serie wird beherrscht von Strömungsrippelgefügen. Der Kontakt zum liegenden Pseudomorphosenkeuper ist wohl erosiver Natur. Eine durch kleinere Auskolkungen gewellte Fläche trennt ehemals gipsführende Mergel des km1P von den Sandsteinen des unteren Schilfsandsteins. Die oberen Sandsteine zeigen ein anderes Bild. Es sind graugrüne, oft auch dunkelrote kompakte Fein- bis Mittelsandsteine mit deutlichem Schrägschichtungsgefüge. Die Bankmächtigkeiten variieren im Bereich mehrerer Dezimeter, das Interngefüge besteht aus zahlreichen Rinnenfüllungen und dezimeter- bis meter-großer Schrägschichtungs-Einheiten. Es kommen einige wenige Quarz- und Quarzit-Gerölle bis 3cm Größe vor, auch die Sandfraktion besteht aus Quarz und dunkelgrünen Quarzit-Komponenten. Der Tongehalt der Sandsteine bleibt gering, es treten große Muskowit-Täfelchen und einzelne Pflanzenreste auf.

Ähnliche Verhältnisse zeigten sich im Profil Krunn in Echternach, das die erwähnte Ton-Silt-Suite und die untersten Meter der hangenden, groben und hochenergetischen Sandsteinfolgen erfaßt. Die Sandsteine setzen mit einer scharfen Erosionsdiskordanz ein. Charakteristisch sind Rinnenfüllungen mit bis 8cm großen Tongeröllen an der Basis.

Nach einer langfristigen Phase niederenergetischer limnisch-fluviatiler, z.T. auch lagunär beeinflusster (Residuen von Sulfat-Knötchen; Kap. II.5.2.) Schlamm sedimentation kehrten offenbar recht abrupt hochenergetische Bedingungen wieder. Daneben kam es zu einer mengenmäßigen Betonung endemischer Sedimentanteile. Die Beobachtungen deuten auf einen tektonischen Auslöser dieses Sedimentations-Umschwunges. Hinweise auf einen Klima-Wechsel fehlen. Die oberen Serien enthalten nicht etwa mehr sondern weniger pflanzlichen Detritus, eine Belebung der Grobschutt-Sedimentation durch abrupt einsetzende stärker humide Bedingungen ist wenig plausibel. Wahrscheinlicher ist eine Belebung der Reliefenergie, bedingt durch vertikale Schollenrelativbewegungen im Beckenrandbereich.

Es ergeben sich interessante Parallelen zur Randfazies des Schilfsandsteins am Südost-Rand des Germanischen Beckens.

Ausführlich beschrieben wurde dort das Schilfsandstein-Vorkommen von Lichtenau bei Ansbach. Am Südost-Rand eines ausgedehnten Areals toniger Fazies schaltet sich eine mächtige Wechselfolge tonig-siltiger Gesteine mit dünnen, bis 20cm starken fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänkchen ein. Einzelne Sandsteine erreichen bis 1m Mächtigkeit. Den Top dieser Abfolge bilden rinnenförmig eingetieft größere Schilfsandstein-Serien mit deutlich abweichender Petrographie. Sie sind gröber und schlechter sortiert als die aus der Nomalfazies bekannten Gesteine. Gerölle bis zu 2cm Größe wurden beobachtet (SCHRÖDER 1977b). Die Granulometrie sowie hohe Granat-, Erz- und Kaolinit-Gehalte belegen die Herkunft des Materials von der nahegelegenen Böhmisches Masse. Dem 'vindelizischen' Stoffbestand steht eine dem 'Nordischen Keuper' entsprechende Orientierung des Sedimentgefüges gegenüber (STETS & WURSTER 1977). Schrägschichtungskörper ehemaliger Großrippelfelder belegen einen sehr einheitlichen Vorbau von Norden nach Süden.

Ungeachtet ihrer Verschiedenheit wurden die liegenden und hangenden Sandsteine von allen Bearbeitern übereinstimmend gemeinsam dem Schilfsandstein zugeordnet. Da sich die Aufschlußverhältnisse weitgehend auf die oberen, gröberen Schichtpartien beschränkten, waren die Lagerungsverhältnisse im Kontaktbereich der liegenden Estheriensichten zur unteren Ton-Silt-Sand-Wechselfolge lange Zeit umstritten. HAUNSCHILD et al. 1975 gingen von einer Platznahme der Siltstein-Serien durch eine Rinnenausräumung in den unterlagernden Estheriensichten aus. STETS & WURSTER 1977 gliederten den Lichtenauer Schilfsandstein dem von WURSTER 1964 entworfenen Deltamodell als randliche Varietät an. Die hangende Grobsandfazies wurde als zentrale Rinne eines Deltastranges gewertet, der untere feinkörnige Teil als Prodelta-Sediment, abgelagert im Vorfeld eines heranrückenden Deltaarmes. Dementsprechend wurde eine laterale Verzahnung der unteren 'Sand-Silt-Aureole' mit der umgebenden Stillwasserfazies gefordert. SCHRÖDER 1977b konnte anhand weiterer Gelände-Aufnahmen den erosiven Charakter des Kontaktes Estheriensichten/Schilfsandstein und einen Ausräumungsbetrag von mindestens 23 Metern nachweisen. Er bestätigte damit die von HAUNSCHILD et al. 1975 ausgeführte Interpretation des Lichtenauer Schilfsandsteins als Resultat eines zweiaktigen Einschneidungs- und Verfüllungsvorganges. Bemerkenswert ist die petrographische Unterschiedlichkeit der beiden Generationen von Rinnensedimenten. Mit den endemischen Materialanteilen der oberen Serien dokumentiert sich eine neu-einsetzende Akzentuierung des böhmischen Hinterlandes als Liefergebiet.

Die Verhältnisse schließen unmittelbar an die des inneren Beckenraumes an. Die ältesten Sedimente des Schilfsandsteins ('Plessen-Formation' bei DUCHROW 1984) beschränken sich dort auf einzelne, stark subsidente Teilzonen des Beckens. In den wenig abgesenkten äußeren Randbereichen wurden sie nicht abgelagert oder sie fielen in der nachfolgenden Phase einer erniedrigten Erosionsbasis der Abtragung zum Opfer. Am Rande der übergeordneten Senkungszonen bilden die Sediment-Füllungen des dabei geschaffenen Rinnensystems ('Schledehausen-Formation', DUCHROW 1984) die ältesten Serien des Schilfsandsteins; sie überlagern die Estheriensichten mit z.T. erheblichen Schichtlücken. Im oberen Schilfsandstein bedingten weiträumige Schollenrelativbewegungen einen deutlichen Wechsel des Sedimentationsregimes, es entstand die 'Osnabrück-Formation'. Sie zeichnet sich durch ein markantes Übergreifen auf ehemalige Schwellenzonen aus. Regional erhöhte Analcim-Gehalte in den Basis-Sedimenten und ein verändertes Subsidenzmuster (DITTRICH 1989) unterstreichen den Wechsel der tektonischen Rahmenbedingungen.

Es ergibt sich eine hohe Wahrscheinlichkeit für die Gleichsetzung der unteren Lichtenauer Schilfsandstein-Serien mit den Rinnensedimenten der 'Schledehausen-Formation' DUCHROWS. Gemäß HAUNSCHILD et al. 1975 reichen die erosiv eingetieften unteren Ton-Silt-Sand-Wechselfolgen der Region um Lichtenau bis in das Basis-Niveau der Grauen Estherienschiefer hinab. Das Problem einer zeitweilig erniedrigten Erosionsbasis wird hier bereits seit THÜRACH diskutiert. Die obersten, zweifellos endemisch beeinflussten Sandsteine werden hier der norddeutschen 'Osnabrück-Formation' gleichgesetzt. Das Fehlen der 'Plessen-Formation' ist damit den auf Rand- und Schwellenzonen erhöhten Schichtausfällen im stratigraphischen Umfeld der sogenannten 'Grevenburg-Sekludenz' zuzuordnen (vergl. Tab. 5, Kap. III.2. u. DUCHROW 1984).

Die Parallele zu den Verhältnissen in Echternach ist offensichtlich. Auch hier hebt sich ein stark lokal beeinflusster, relativ grobkörniger Sandsteinkomplex von den liegenden Sandsteinserien ab. Er entspricht der nordwest-deutschen 'Osnabrück-Formation'. Im Folgenden soll er als 'Oberer Schilfsandstein' (km2S2) dem liegenden 'Unteren Schilfsandstein' (km2S1) gegenübergestellt werden. Diese neu-eingeführten stratigraphischen Einheiten sind nicht bloß als lithofaziell definierte Kartiereinheiten aufzufassen, sondern repräsentieren beckenweit synchronisierbare (vergl. dazu DITTRICH 1989) Zeit-Abschnitte des Mittelkeupers. Der tektonische und paläogeographische Umschwung zwischen diesen beiden Teilabschnitten des Schilfsandsteins dokumentiert sich in einem markanten Fazieswechsel und in deutlich voneinander abweichenden Beckenkonfigurationen (Kap. II.5.2.2.).

Schilfsandstein-Schichten im Luxemburger Gebiet wurden bisher als einheitlicher Komplex angesehen. Literatur-Angaben beziehen sich undifferenziert auf das gesamte Schichtglied, eine separate Auswertung ist schwierig. Die folgenden Ausführungen beziehen sich z.T. auf den gesamten km2S; für eine vollständig getrennte Abhandlung der beiden Teilabfolgen reicht die verfügbare Datenbasis nicht aus.

II.5.2.2. Subsidenzmuster des Schilfsandsteins

Die Mächtigkeiten des Schilfsandsteins orientieren sich deutlich an strukturellen Senkungszonen. Diese Ansicht äußerte schon LUCIUS 1948 (S. 95/6), der die Schilfsandstein-Vorkommen Südost-Luxemburgs den «flachen Sammelrinnen» tektonisch angelegter Einmuldungen zuschrieb.

Im Einzelnen besteht jedoch ein deutlicher Unterschied in den Mächtigkeitsmustern des Unteren und des Oberen Schilfsandsteins.

Die Vorkommen von Unterem Schilfsandstein beschränken sich auf den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes in der Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone.

In den mächtigen km2S1-Abfolgen bei Echternach bildet sich die starke Subsidenz der Echternacher Grabenzone ab. Es erscheinen helle, tonige Sandsteine sowie mächtige, feinlaminierte Wechselfolgen von Ton- und Siltsteinen von dunkelgrauer oder graugrüner Färbung (Profile Gracht u. Krunn, Abb. 14; Kap. II.5.2.1).

Gelegentlich treten auch rötliche Sedimentfarben auf, dies gilt insbesondere für das Krunn-Profil. Es offenbart sich ein Konflikt zwischen der Position in einer tektonisch kontrollierten Senkungszone und den Merkmalen eines hohen Oxydationspotentials. Im inneren Germanischen Becken ließen sich überwiegend graugefärbte von eher rotbunten Faziesarealen unterscheiden, letztere beschränkten sich auf die weniger subsidenten, und damit vorzugsweise oxidierenden Einflüssen ausgesetzten Beckenbereiche (DITTRICH 1989). Hier, am Beckenrand, verwischen diese Unterschiede. Selbst vergleichsweise stark absinkende Zonen fielen gelegentlich trocken, episodisch kam es zur Oxydation des fluviatilen Korngutes.

Eine überdurchschnittlich starke synsedimentäre Absenkung der östlich gelegenen Saargauer Senkungszone ist nicht unmittelbar nachzuweisen. Am Rande des Hunsrücks sind die Serien des Mittelkeupers bis auf die unteren Partien des Pseudomorphosenkeupers abgetragen. Auch im Süd-Eifel-Raum war keine genauere Fazies-Analyse möglich; die geologische Karte 1:100.000 (1983) faßt den gesamten Mittelkeuper zusammen und erlaubt keine weitergehende Auswertung. Die Angaben von NEGENDANK 1983 basieren zum überwiegenden Teil auf den Notizen von GREBE 1891/92 und beschränken sich auf eine knappe, regional kaum differenzierte petrographische Beschreibung dieser Serien. Allerdings bestehen indirekte Hinweise auf eine Sedimentations-kontrollierende Wirkung der Eifeler Nord-Süd-Zone. In deren Verlängerung ist im Lothringer Raum die ehemalige Fortsetzung einer N-S-verlaufenden sandigen Fazieszone erhalten geblieben (vergl. dazu Kap. IV.).

Ein zusätzlicher Hinweis ist möglicherweise die Ausbildung der erwähnten, mehrere Meter mächtigen Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen im Raum Echternach. Das Auftreten dieser sehr niederenergetischen Absätze ist insofern bemerkenswert, als die Echternacher Grabenzone doch ein relativ stark absinkendes Krustenfeld darstellte, das von den sich verlagernden Flußläufen des Unteren Schilfsandsteins bevorzugt hätte angesteuert werden müssen. Die Verhältnisse deuten auf eine andauernde paläogeographische Isolationssituation. Dies könnte durch eine anhaltende tektonisch kontrollierte Fixierung der Flußläufe in einem Areal abseits des Profilverpunktes erklärt werden. Denkbar wäre eine verstärkte Senkungstendenz der Saargauer Grabenzone. Der Echternacher Grabenzone wäre dann über längere Zeit die Rolle eines nur noch von feinen Überflutungssedimenten gespeisten Altwasser-Areals zugekommen.

Im Übergangsbereich vom nordöstlichen Gutland mit seinem Regime rheinischer Strukturen und dem von diagonalen Elementen beherrschten Südost-Teil Luxemburgs zeigen sich deutliche synsedimentäre Interferenzerscheinungen rheinischer und diagonalen Richtungen. Die Engstelle der breiten Zone sandiger Fazies Ost-Luxemburgs zeichnet exakt den Kreuzungsbereich von Echternacher Grabenzone und der querverlaufenden diagonalen Hochstruktur der Luxemburger Zentralschwelle (i.e.S) nach. Die Verengung betrifft jedoch lediglich den westlichen Teil der sandigen Fazieszone. Im Osten half die ausgeprägte Ostrand-Störung der Echternacher Grabenzone, die diagonale Hochscholle ohne nennenswerte Beeinflussung zu überwinden. Die höchsten km²S-Mächtigkeitswerte dieser Region sind an den Bereich nordwestlich der interferierenden Schwellenzone geknüpft, südlich Echternach ('Oenner dem Eelkapp') werden 50 Meter erreicht (ZELLER 1966). Die bereits im Schilfsandstein ansetzende Wasserbohrung der Eschweilerer Molkerei durchteufte immerhin noch 32 Meter. Wahrscheinlich ist dies dem diagonalen Spezialgraben innerhalb der Luxemburger Zentralschwelle zuzuschreiben (vergl. Kap. I.2.b. u. Abb. 4).

Schilfsandstein-Schichten des erwähnten Bohrprofils Eschweiler zeigen eine bemerkenswert gleichförmige, feinkörnige Fazies. Die gesamte Profilverfolge wird dort von grauen blättrigen Ton-(Mergel-)

Serien aufgebaut, in die nur gelegentlich dünne grüne Sandsteinlagen eingeschaltet sind. In den oberen 9 Profilm Metern erscheinen beige-grünliche Farbtöne. Vermutlich handelte es sich um einen limnisch-fluviatilen Sedimentationsraum, wie er bereits bei Echternach für einen Teilbereich der km2S-Abfolge skizziert wurde. Offenbar wurde die Eschweilerer Region während der gesamten Entstehungszeit der in der Bohrung erfaßten 32 Meter km2S nicht von sandanliefernden stärkeren Strömungen erreicht. Eventuell wirkte sich hier die relativ große Entfernung zur östlichen Randstörung der Echternacher Grabenzone aus, deren starke vertikale Mobilität zur dauerhaften Fixierung der Flußläufe weit östlich von Eschweiler führte.

Am Südrand der Luxemburger Zentralschwelle wurde im Tal des Kazebaachs südwestlich Betzdorf eine abrupte Mächtigkeitserhöhung von 4 auf 20-30m auf eine Distanz von 70 Metern beobachtet (vergl. WIBOWO 1967). Es dokumentiert sich das Ausklingen dieser synsedimentär mobilen Schwellenzone nach Südwesten.

In Süd-Luxemburg zeigt sich ein Umschwenken der gesamten sandigen Fazieszone aus der rheinischen in die diagonale Richtung. Die Luxemburger Zentralschwelle und die schwach ausgeprägte Hochstruktur nordwestlich der Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig (Abb. 4) begrenzen die Verbreitung geschlossener Sandfazies-Areale der Schilfsandsteins. Zwischen den Tiefbohrungen Cessingen (im Nordwesten) und der Kindquelle in Mondorf (im Südosten), die den randlichen Schwellenzonen aufsitzen, zieht die Zone maximaler Schilfsandstein-Mächtigkeiten nach Südwesten in den Lothringer Raum hinein (Abb. A/30)¹⁾. Die nordwestliche Grenzlinie von sandiger zu toniger Ausbildung zeichnet deutlich die Bruchlinie Esch-Sandweiler-Biwer nach. Die südöstliche Faziesgrenze läßt sich von NNE her bis in die Region westlich Buchholz/Flaxweiler verfolgen und findet bei Waldbredimus ihre südwestliche Fortsetzung.

Die eingegrenzte Region einer mächtigen sandigen Schilfsandstein-Fazies wird durch die Hochscholle von Kayl-Syren-Newel (vergl. Kap. I.2.b. u. Abb. 4) strukturell unterteilt. Heute wie auch zur Zeit des Schilfsandsteins existierte eine schmalere Grabenzone im Nordwesten (Gabenzone Schifflange-Alzingen-Uebersyren-Betzdorf) und eine breitere im Südosten. Die bedeutendsten Schilfsandstein-Vorkommen Südost-Luxemburgs halten sich an die südöstliche Teilstruktur (Gabenzone von Volmerange-Aspelt-Gostingen). Dort deutet sich auch ein synsedimentäres Spiel kleinerer Spezialstrukturen an. So ist das lokale Mächtigkeitsmaximum an das südwestliche Teilstück des Schmalgrabens von Canach geknüpft. Laut LUCIUS 1948 (S. 95) schwellen die Mächtigkeiten bei Roedt im Trintinger Tal auf 50m an. Auch STOCK 1967 wies auf die Kongruenz eines mächtigen Sandstranges und der erwähnten Schmalgrabenstruktur hin. Die trennende Schwellenzone wurde während des Unteren Schilfsandsteins lediglich von einem geringmächtigen Schleier tonig-sandiger Sedimente eingedeckt ('Übergangsschichten' bei BARTH et al. 1984).

Mit dem Beginn des Oberen Schilfsandsteins kam es zu einer verstärkten Zufuhr ardenischen Verwitterungsschutts. Die Flüsse, die dem rheinischen Senkungsfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone folgten, transportierten das mit lokalen Komponenten durchsetzte Korngut weit nach

¹⁾ Eine stärkere West-Abweichung der sonst generell nach Süden bzw. Südsüdwesten ausgerichteten Schüttingsdaten des Schilfsandsteins im südost-luxemburgischen Gebiet beschrieb schon WURSTER 1963b. Synsedimentär mobile diagonale Strukturelemente kontrollierten hier den Verlauf sandanliefernder Strömungen.

Süden. Noch in den km2S2-Abfolgen Süd-Luxemburgs erscheinen ardennische Geröllkomponenten, Quarze und meist dunkelgrün-gefärbte Quarzite.

Die Transportenergie war vergleichsweise hoch, der Reliefgradient zu den Hinterländern stärker als zuvor. Die Sandsteine des Oberen Schilfsandsteins Ost-Luxemburgs sind im allgemeinen relativ großräumig schräggeschichtet, die Basis ist durch rinnenhafte Einschneidung und vielfältige Aufarbeitung charakterisiert (vergl. Kap. II.5.2.).

Strukturelle Hinweise ergeben sich aus einem Vergleich der beiden Echternacher Profile Gracht und Krunn (Abb. 14). Die erosive Auflagerung der km2S2-Sandsteine im Gracht-Profil ist nicht durch zahlreiche Rinnen kleinräumig gegliedert sondern vergleichsweise ebenflächig. Anstelle der tonig-sandigen, rinnenartig verschachtelten Wechselfolge des Krunn-Profiles erscheint eine geschlossene Sandsteinfohle. Es dokumentieren sich verschiedene Positionen innerhalb des damaligen Strömungssystems; die Konstanz der höherenergetischen Ablagerungsbedingungen im Gracht-Profil über eine Mächtigkeit von 5,7 Metern erklärt sich mit einer tektonischen Ortsfixierung des Stromstrichs durch die nahegelegene Bruchzone Niederstedem-Berbourg, der vergleichsweise stark ausgeprägten östlichen Randstörung der Echternacher Grabenzone.

In Süd-Luxemburg herrschte auch im Oberen Schilfsandstein eine synsedimentäre Kontrolle durch diagonal streichende Strukturelemente. Abseits der durch Grabenstrukturen vorgegebenen Zone maximaler Schilfsandstein-Mächtigkeiten treten oft nur geringmächtige rotgefärbte Mergelserien auf. In mehreren Fällen ist jedoch ein Übergreifen der sandigen Fazies zu verzeichnen. Bei Waldbredimus, d.h. im nordwestlichen Randbereich des ausgedehnten Sandfazies-Zuges Südost-Luxemburgs, beschrieb VIETH 1976 ein Sandstein-Vorkommen, das wohl dem km2S2 zugeordnet werden muß. Neben Quarz-Körnern, Glimmern und stark verwitterten Feldspäten treten darin quarzitisches Gesteinsbruchstücke auf; die Glimmerkomponente besteht aus Muskowiten und Biotiten. Die Muskowit-, Quarz und Quarzit-Komponenten sind zugemischter Detritus aus den Ardennen. Die Brunnenbohrung der Kindquelle in Mondorf durchteufte 2,68m mächtigen Schilfsandstein. Das Protokoll dieser Bohrung (zit. in LUCIUS 1948, S. 389) erwähnt darin «Quarzconglomerate». Es handelt sich um einen der wenigen kleineren Sandstränge, die auf der Hochstruktur nordwestlich der Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig vorkommen.

Der Übertritt der Flußläufe über die Horststruktur im Südosten (Tafel 7/3) wurde möglicherweise durch eine lokale Interferenz mit rheinisch streichenden Senkungsfeldern begünstigt. Schilfsandstein-Vorkommen beschränken sich hier auf wenige linsenförmige Sandstein-Einschaltungen (BERNERS 1985). Vereinzelt Sandstränge folgen dem diagonalen Bruchelement des Mondorfer Grabens, die Mächtigkeiten erreichen 10 Meter. Eine nennenswerte Senkungstendenz des gesamten Grabens von Thionville ist wenig wahrscheinlich. BERNERS 1985 erwähnt hier Mächtigkeiten von maximal 5 Meter, in weiten Teilen dieser Grabenzone fehlen sandige Äquivalente des Schilfsandsteins (vergl. geol. Meßtischblatt Nr. 13, Remich).

Auch im Cessinger Bohrprofil, südlich der Stadt Luxemburg, beschränkt sich der Schilfsandstein auf geringmächtige Abfolge von relativ grobklastischem km2S2. Nach der bei

LUCIUS 1948 (S. 391) aufgeführten Schichtbeschreibung aus den Jahren 1837/39 tritt hier ein 8,1m mächtiges «sehr festes Gebirge» aus Sandsteinen «von bunter Farbe mit einzelnen größern Körnern von Quarz, wechselnd mit schwachen Tonlagen und durchdrungen von Gips» auf¹⁾.

Auch die innerhalb des breiten Senkungsfeldes Südost-Luxemburgs gelegene Schwellenzone von Kayl-Syren-Newel wurde während des Oberen Schilfsandsteins überflutet. Dies belegt das Schilfsandstein-Profil von Moutfort. Die darin erfaßte Schichtenfolge ist zum weit überwiegenden Teil ('Basisschichten', 'Mittlere Serie' u. 'Topschichten', bei BARTH et al. 1984) dem km2S2 zuzuordnen. Es bestehen zahlreiche Parallelen zu den entsprechenden Serien bei Echternach (Abb. 14). Die Ausbildung der großräumig schräggeschichteten Basisschichten mit ihren flachen, weitspannigen Rinnenbildungen in mehreren aufeinanderfolgenden Generationen erinnert an das Krunn-Profil. Die graugrünen bis gelbgrünen Gesteinsfarben legen einen gewissen Quarzanteil in der Sandfraktion nahe; daneben fanden sich bei einer Neu-Begehung dieses Profils bis 4mm große Quarz-, seltener auch graugrüne Quarzit-Gerölle. Die Schrägschichtungsdaten von Moutfort (BARTH et al. 1984) und den beiden Echternacher Profilen zeigen ebenfalls markante Übereinstimmungen, in allen drei Meßlokationen ergab sich eine gewisse Bipolarität der Schüttung: Bei Moutfort war ein Zusammenhang zwischen den Schüttungsrichtungen und der Position des Meßpunktes innerhalb der Großrinne nachzuweisen. Bipolare Schrägschichtung war auf die Region nahe des ehemaligen Rinnenrandes im Südosten beschränkt. Mit zunehmender Annäherung an das Innere der Rinne zeigt sich eine Betonung der Südwest-Richtung, die (Nord-)Nordwest-Richtung der Randregion verliert an Bedeutung und verschwindet schließlich. Dabei entspricht die transportbestimmende Südwest-Richtung der regional vorherrschenden (wahrscheinlich strukturell kontrollierten) Schüttungsrichtung im südöstlichen Luxemburg. Die (Nord-)Nordwest-Richtung in den Schüttungsrosen ordneten BARTH et al. einem vom südöstlichen Rinnenrand zum Rinnenzentrum gerichteten Materialtransport zu. Bei fallendem Wasserstand sollte sich dort eine hangabwärts gerichtete Sandschüttung eingestellt haben. Die entsprechenden Schrägschichtungswerte sind etwa um 90°(-120°) von der Hauptschüttungsrichtung verschieden. Ein ähnliches Bild ergab die Auswertung einiger weniger Schrägschichtungs-Messungen im km2S2 der Aufschlüsse Gracht (18 Werte) und Krunn (7 Werte, Abb. 15). Die breite Streuung der Haupt-Schüttungsrichtung zwischen Süd und Südwest zeichnet die strukturell vorgegebene Interferenz rheinischer und diagonalen Richtungelemente nach. Daneben traten auch hier einige Werte im Nordwest-Quadranten (303-356°) der Schüttungsrosen auf. Dieses Abbild einer beigeordneten Massenbewegung steht in Einklang mit der Position der Profile im ost-südöstlichen Randbereich der fazies-kontrollierenden Echternacher Grabenzone. Ein rinnenrandspezifischer bipolarer Schüttungsvorgang — ähnlich dem bei Moutfort — ist wahrscheinlich.

Aus dem Gebiet Ehnen-Oberdonven-Beyren beschrieb NEUMANN-REDLIN 1966 Glaukonitkörner im Bindemittel eines km2S-Sandsteins. Sie sind wohl aus der Tethys eingeschwemmt

¹⁾ LUCIUS 1948 (S. 95) interpretierte im Bohrprofil von Cessingen eine etwa 80m mächtige Abfolge von stark gips- und schwach steinsalz-führenden Mergeln und einzelnen Sandsteinen als Äquivalent des Schilfsandsteins. Diese Anschauung stand bereits in Konflikt mit der von LEVALLOIS 1839 publizierten Profilsprache, die nur die geringmächtigen Sandsteine an der Basis als 'grès de Stuttgart' anerkannte. Diese ältere stratigraphische Zuordnung wird hier bestätigt; die auflagernden hochevaporitischen sandig-karbonatischen Pelitserien sind hangenden Schichtgliedern zuzuordnen.

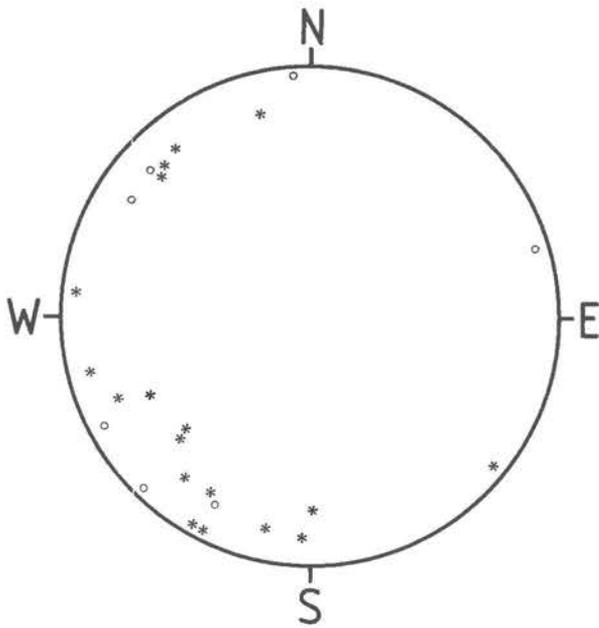


Abb. 15:
Schrägschichtungs-Messungen im Oberen Schilfsandstein bei Echternach (Schmidt'sches Netz) (*: Profil Gracht (n = 18) °: Profil Krunn (n = 7)).

worden. Dies steht in Einklang mit der Lage des Gebietes innerhalb des breiten, diagonal ausgerichteten Senkungsfeldes Südost-Luxemburgs. Bezeichnend ist auch, daß die erwähnten, auf eine marin-lagunäre Beeinflussung hinweisenden Corrensit-Gehalte des luxemburgischen Schilfsandsteins (BARTH et al. 1984; Kap. II.5.2.) gerade im Profil Moutfort (Abb. A/29) nachgewiesen wurden. Tonmineral-Untersuchungen in Nordwest-Luxemburg (WAGNER 1982, DITTRICH 1982) dokumentierten demgegenüber ein maßgeblich von Illiten und Chloriten bestimmtes Mineralspektrum des (Oberen) Schilfsandsteins.

Die auffälligste Änderung in der Beckenkonfiguration am Beginn des Oberen Schilfsandsteins war das Vorgeifen der Sedimentation nach Westen, in das nordwestliche Gutland und bis nach Belgien hinein. Im Bereich des mittleren Sauertales setzen zwischen Weilerbach und Dillingen die Serien des unteren Schilfsandsteins allmählich aus während die gröberklastischen Abfolgen des km2S2 weiter übergreifen. Den Übergang von einer sandig- zu einer konglomeratisch-entwickelten km2S-Basis — nach der hier vorgelegten Interpretation gleichbedeutend mit dem Auskeilen des Unteren Schilfsandsteins — fixierte HURLER 1968 in einer schematischen Fazieskarte etwa bei Dillingen. Parallel dazu geht dort die Mächtigkeit des gesamten Schilfsandstein von 12 auf 10 Meter zurück. Zusammenhänge mit der tektonischen Gliederung der Region sind offensichtlich. Das reliktsche Vorkommen von Unterem Schilfsandstein zwischen Dillingen und Bollendorf ist an eine schmale Grabenzone geknüpft (vergl. Tafel 7/3 u. Abb. 14). HURLER 1968 beschrieb diese Serien als dünnbankige Sandsteine mit roten und grauen Tonzwischenlagen. An der Straße Dillingen-Grundhof konnten sie beprobt werden; es handelt sich um mürbe weißlich-gelb-gefärbte schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine. Südöstlich von Bollendorf treten lediglich ca. 10m mächtige, ebenfalls konglomeratisch entwickelte Schilfsandstein-Schichten auf. Sie markieren die weniger subsidente Scholle zwischen dem Dillinger Schmalgraben (Abb. 5) und der Echternacher Grabenzone. Vermutlich fehlen dort Äquivalente des Unteren Schilfsandsteins, konglomeratische Sandsteine des km2S2 bilden die Basis des Schilfsandsteins.

Westlich des Dillinger Schmalgrabens, einer rheinischen Senkungsstruktur, in der sich offenbar geringmächtige km2S1-Serien ablagerern und erhalten konnten, tritt nur noch der Obere Schilfsandstein auf. Typischerweise ist ein Basiskonglomerat entwickelt. Dies gilt insbesondere für die Region des nördlichen Gutlandes zwischen Schwarzer Ernz und Alzette. HURLER 1968, KÖHLE 1968 und THIELEN 1969 beschrieben hier ein bis zu 85cm mächtiges basales Konglomerat, in dessen Komponentenspektrum Quarze, dunkelgrüne Quarzite, grüne Sandsteine, Dolomite und große Tonmergelklasten vorherrschen. Die markante Entwicklung einer grobklastischen Basisbildung des dortigen km2S2 ist wohl der besonderen strukturellen Position dieser Region zuzuschreiben. Hier im Einzugsgebiet von Ardennen-Südrandzone und Echternacher Grabenzone bestand zu Beginn des km2S2 ein vergleichsweise hoher Gefällsgradient, die vermehrte Vorschüttung von ardennischen Geröllschutts war die Folge¹⁾.

Die stratigraphische Zuordnung des km2S2-Basiskonglomerates ist im Einzelfall problematisch. Eine sichere Ansprache ist nur östlich der Weißen Ernz möglich, wo der unterlagernde Pseudomorphosenkeuper noch in Normalfazies ausgebildet ist. Sandig-konglomeratischer Schilfsandstein überlagert dort Pseudomorphosenkeuper, der als gipsführende Mergelsuite mit nur unwesentlichen Sandgehalten ausgebildet ist (vergl. Tafel in HURLER 1968 u. Legende geol. Meßtischblatt Nr. 6, Beaufort). Gegen Westen wird die Abtrennung schwieriger. Geröllserien des basalen Schilfsandsteins sind dort kaum von der oberen Konglomeratserie des Pseudomorphosenkeupers («km1(4)») zu unterscheiden (vergl. BAUM 1989).

Im mittleren Luxemburg bestehen vereinzelte fazielle Hinweise auf eine Mobilität rheinischer Strukturelemente.

Dies betrifft etwa die Region des Weißen Ernz-Tales nördlich von Medernach. Geröll-Gehalt und Karbonat-Anteil des km2S2 sind dort relativ hoch. Das Basiskonglomerat ist intensiv dolomitisch verkittet, in der gesamten Sandsteinfoolge erscheinen zahlreiche Dolomitgerölle. Gelegentliche Kalzit-Schlieren oder -Konkretionen deuten auf ehemalige Gips- oder Anhydritgehalte. Wahrscheinlich war diese Region eine stärker absinkende Teilzone innerhalb der lagunär geprägten Küstenlandschaft West-Luxemburgs. Fluviale Schüttungen bevorzugten diese Region und lieferten eine Mischung von umgelagerten Komponenten der Geröllschleier im Norden und aufbereitetem Material liegender Serien. Denkbar ist eine strukturelle Kontrolle durch die nahegelegene Bruchlinie der Weißen Ernz (Abb. 5).

Vereinzelte Schrägschichtungsmessungen westlich Cruchten (WURSTER 1963b) und bei Colmar (DITTRICH 1982) deuten auf eine nach Süden bzw. Südsüdwesten gerichtete Strömung. Eine tektonische Kontrolle der Strömungsrichtungen durch rheinisch streichende Strukturelemente ist vorstellbar (Tafel 7/3 u. Abb. 5).

¹⁾ Eine reliktsche Erhaltung von basalen Schuttserien der beginnenden Schilfsandstein-Zeit wäre ebenfalls denkbar. Auch zu dieser Zeit hätten verstärkte Schollenrelativbewegungen und ein Wechsel des Subsidenzmusters eine gesteigerte Anlieferung groben Sedimentmaterials begünstigen können. Die Voraussetzungen zur Konservierung dieser älteren Sedimente waren allerdings äußerst schlecht. Außerhalb des Senkungsfeldes der Echternacher Grabenzone sollten diese Geröllschleier weitgehend flächig abgespült worden sein. Im Einzelfall sind im Basisbereich des Schilfsandsteins jedoch auch stratigraphisch ältere Konglomerat-Komponenten in Rechnung zu ziehen.

In West-Luxemburg besteht im stratigraphischen Grenzbereich Pseudomorphosenkeuper/Schilfsandstein eine Schichtlücke, die den gesamten Unteren Schilfsandstein umfaßt. Im Kontakt zum km1P2 erscheinen häufig schwach eingetiefte Rinnen (Profil Attert, Tafel 4; vergl. auch SCHNEIDERS 1986). Im äußersten Nordwesten (Profil Elz, Tafel 6) fehlen z.T. auch die Serien des oberen km1P2; mittel- bis grobkörnige Sandsteine des km2S2 liegen dann unmittelbar auf dem Konglomeratischen Dolomithorizont («km1(4)») auf. Die gleiche stratigraphische Situation läßt sich aus den Profilbeschreibungen von BOCK 1988 aus Belgisch-Luxemburg ableiten; bei Le Charmoi wurden sogar bis 90cm tiefe, mit Schilfsandstein-Konglomerat gefüllte Karsttaschen im Top des Konglomeratischen Dolomithorizontes beobachtet.

Die km2S2-Serien zeigen nördlich des Attert-Tales zwischen Ettelbruck und der Landesgrenze im Westen zeigen eine sehr gleichmäßige Mächtigkeitsentwicklung. Eine synsedimentäre Mobilität der Ardennen-Südrandzone während des Oberen Schilfsandsteins ist offensichtlich. Im Norden (Profile Jongeboesch, Schankengriecht u. Butzebiert) könnte sich ein synsedimentär aktiver Spezialgraben oder aber eine variszisch orientierte Erosionsrinne des km2S2 andeuten. Eine im belgischen Attert-Profil aufgeschlossene ENE-WSW-orientierte Schilfsandstein-Rinne weist möglicherweise ebenfalls auf eine tektonische Beeinflussung des lokalen fluviatilen Systems durch variszische Strukturelemente hin. Bemerkenswert ist auch das Auftreten vereinzelter schwärzlicher Quarzite im km2S2-Basiskonglomerat. Solche typisch 'rhätischen' Komponenten (vergl. Kap. II.5.4.1.c. u. II.7.) wurden im Profil Attert und bei Cruchten beobachtet. Sie dokumentieren den erosiven Anschnitt neuer Liefergebiete im Hinterland, der sich im Oberen Steinmergelkeuper und Rhät in verstärktem Maße fortsetzte. Ausgelöst wurde dies wohl durch eine morphologische Heraushebung der Ardennen-Region.

Die grobklastischen Sedimente des Oberen Schilfsandsteins lassen sich weit nach Süden verfolgen. Im Bereich des mittleren Alzette-Tales treten sie bei Steinsel in sehr geringmächtiger Ausbildung auf, im mittleren und südwestlichen Luxemburg wurden sie von mehreren Tiefbohrungen durchteuft. Dies gilt für die Bohrungen Mersch (Abb. 14, DITTRICH 1984), Rebiert und die schon erwähnte Cessinger Bohrung (Abb. 16). Gegenüber dem Oberen Pseudomorphosenkeuper (Kap. II.5.1.2.b.) dokumentiert sich damit ein tiefgreifender struktureller Wandel der Beckenkonfiguration. Der Antransport terrigener Verwitterungsschutts wurde nicht mehr von variszisch streichenden Schwellenzonen blockiert, die Reichweite groben Ardennen-Materials nach Süden ist deutlich höher.

II.5.3. Die Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper

II.5.3.1. Stratigraphische Neubewertung der Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper

Die stratigraphische Gliederung des luxemburgischen Mittelkeupers oberhalb des Schilfsandsteins (BINTZ et al. 1973) basiert auf der Einteilung von LUCIUS 1948. Darin wurden

die Serien zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper mit dem Symbol «km2» belegt und als 'Rote Gipsmergel' bezeichnet. Die resultierende Abfolge von Schilfsandstein («km2s») und Roten Gipsmergeln («km2») zwischen Pseudomorphosenkeuper («km1») und Steinmergelkeuper («km3») suggerierte eine enge Zusammengehörigkeit von Roten Gipsmergeln und Schilfsandstein und ihre Einstufung in den mittleren Mittelkeuper (Tab. 1). So faßten spätere Bearbeiter die Roten Gipsmergel Luxemburgs als Element der 'Marnes irisées moyennes', also als Äquivalent der 'Argiles bariolées intermédiaires' auf (Tab. 2; HARY & MULLER 1967, HENDRIKS 1982, BOCK et al. 1987, BOCK 1988). An der Grenze zwischen Roten Gipsmergeln und Steinmergelkeuper suchte man dementsprechend den 'Elie-de-Beaumont-Dolomit' der französischen Abfolge, eine markante Dolomitbank, die im Pariser Becken einen weit durchhaltenden Leithorizont bildet. Auch MULLER 1974 nahm an, daß der Elie-de-Beaumont-Dolomit der Basis des Steinmergelkeupers entspräche; eine von VILLEMIN 1963 publizierte Mächtigkeitkarte des 'Keuper supérieur' (= 'Marnes irisées supérieures') bildete er unter der veränderten Bezeichnung «Isopachen der Steinmergel-Gruppe» ab. HARY & MULLER 1967 erwogen die Identität einer von LUCIUS 1948 beschriebenen zelligen Dolomitbank an der Basis des Steinmergelkeupers Nordwest-Luxemburgs mit dem Elie-de-Beaumont-Horizont¹⁾.

Eine exakte Korrelation der luxemburgischen Schichtenfolge mit der Keuperserien des Pariser Beckens und des nord- bzw. süddeutschen Germanischen Beckens war bislang nicht gegeben.

So mißachtet die Gleichsetzung der Roten Gipsmergel mit den französischen 'Argiles bariolées intermédiaires' (Tab. 2) die aus dem Pariser Becken bekannte Ausbildung dieses Schichtgliedes. Dort handelt es sich um eine bunte (rot, violett, grün, grau), oft dolomitische Mergelfolge mit einigen sandigen Bänken und generell hohem Sulfatgehalt (MÉGNIEN 1980). Die maximale Mächtigkeit beträgt 8 Meter.

Ähnliches gilt für die 'Dunklen Mergel' des südwestdeutschen Keuperbeckens, dem Äquivalent der 'Argiles bariolées intermédiaires'. Sie werden beschrieben als dunkelbunte (grau, grün, graublau, violett, ockerfarben), feingebänderte Tonsteine mit Steinmergel-Einschaltungen (BRENNER 1973). Ehemalige Sulfatgehalte bezeugen die charakteristischen, als Auslaugungsrelikte zu wertenden Tonsteinbrekzien. Die Mächtigkeiten erreichen nur wenige Meter (vgl. KRIMMEL 1980).

Beim Vergleich dieser Schichtbeschreibungen mit den Faziesdaten der Roten Gipsmergel Luxemburgs fallen die mit Werten von bis über 30 Metern stark erhöhten Mächtigkeiten und die betonte Rotfärbung dieser Serien ins Auge.

Offensichtliche Parallelen ergeben sich allerdings bei einem Vergleich der luxemburgischen Roten Gipsmergel mit der 'Roten Wand' Nord- und Süd-Deutschlands. Die 'Rote Wand'

¹⁾ Laut BERNERS 1985 befindet sich der Elie-de-Beaumont-Dolomit am Top der 'Roten Gipsmergelgruppe', die Schilfsandstein und Rote Gipsmergel umfaßt. Die Untergrenze des Steinmergelkeupers zog er traditionsgemäß an der Basis der ersten Steinmergelbank, ohne jedoch deren Identität mit dem Elie-de-Beaumont-Dolomit zu erwägen. Die Aussagen widersprechen sich. Einerseits heißt es (S. 45): «Die Basis wird mit der ersten dolomitischen Mergelbank (Steinmergel) definiert.», andererseits aber: «Der im Inneren des Pariser Beckens am Top der Roten Gipsmergelgruppe weit verbreitete Elie-de-Beaumont-Dolomit (MÉGNIEN 1980) tritt nördlich der Siercker Schwelle im Luxemburger Gutland nicht auf.»

Südwestdeutschlands wird beschrieben als mächtige Serie karbonatarmer, intensiv ziegelrot-, seltener auch bräunlich gefärbter Tonsteine. Sie enthält viel Gips in Knollen und Linsen, vereinzelt auch Lagen von Sand und Steinmergel. Grüne Flecken und Farbbänder sind an die Verbreitung von Gips bzw. dessen Auslaugungsresiduen geknüpft (BRENNER 1973). Die Mächtigkeiten in Süd-Deutschland betragen bis 22 Meter (KRIMMEL 1980).

Die Roten Gipsmergel Luxemburgs charakterisierte BERNERS 1985 unter der Bezeichnung 'Rote Gipsmergelgruppe' als eine 15-30m mächtige monotone rote tonige Mergelserie, die teilweise auch stärker dolomitisch ausgebildet ist. Gipslager erscheinen in verschiedenen Niveaus, bevorzugt unterhalb der Basis des Steinmergelkeupers.

LUCIUS 1948		BERNERS 1985*		MEGNIEN 1980**		hier eingeführte Gliederung					
Gipskeuper o.	Hauptkeuper	Steinmergel-keuper	km3	Steinmergel-Gruppe	Marnes irisées	Marnes irisées sup.	Argiles bariolées dolomitiques	Keuper	Oberer Mittelkeuper	Unterer Steinmergelkeuper	km3St1
	Rote Gipsmergel	km2	Rote Gipsmergel	Marnes irisées moyennes		Argiles de Chanville	Mittlerer Mittelkeuper		Rote Gipsmergel	km3R	
	Schilfsandstein	km2s	Rote Gipsmergel-Gruppe	Schilfsandstein		Marnes irisées inférieures	Dolomie de Beaumont	Elie-de-Beaumont-Dolomit	km2E		
						Argiles bariolées intermédiaires	Dunkle Mergel	km2D			
						Grès à roseaux	Schilfsandstein	Oberer	km2S2		
								Unterer	km2S-1		

Tab. 2: Stratigraphische Gliederung im Bereich mittlerer/oberer Mittelkeuper (*: Legende des lux. geol. Maßstischblattes Nr. 13, Remich; ** für Lothringen).

Es wird deutlich, daß die luxemburgischen Roten Gipsmergel wesentlich mehr an die 'Argiles de Chanville' ('Rote Wand') als an die 'Argiles intermédiaires bariolées' ('Dunkle Mergel') anknüpfen. Ein Äquivalent der 'Argiles de Chanville', der untersten Einheit der französischen 'Marnes irisées supérieures' (Tab. 2), fehlt jedoch in der traditionellen Stratigraphie Luxemburgs, der obere Mittelkeuper (km3) wird hier lediglich durch den Steinmergelkeuper repräsentiert.

Eine Vertretung der 'Argiles de Chanville' glaubte MULLER 1966 in den 7m mächtigen roten Mergeln mit Steinmergelbänken oberhalb einer 40cm starken Dolomitbank eines Profils an der Straße Bous-Dalheim in Südost-Luxemburg zu sehen. HARY & MULLER 1967 erwogen die Parallelisierung einer nur 3,7m mächtigen Abfolge roter Mergel oberhalb eines markanten Dolomites im Profil der N.13 zwischen Bous und Welfrange mit dieser Schichteinheit. In den genannten Profilen lag die Rhät-Basis nur 17,5 bzw. 19,85m oberhalb des Tops der basalen Dolomitbank. Eine Gipsführung der Mergelfolgen oder entsprechende Relikte wurden nicht notiert. Aufgrund der stratigraphischen Position im höheren Steinmergelkeuper, d.h. im Hangenden mächtiger gipsführender Mergelserien mit Steinmergeldolomiten (vergl. etwa Profil Schengen-Burmerange bei VON HOYER 1967), ist eine Gleichsetzung der genannten Dolomitbank mit dem Elie-de-Beaumont-Horizont problematisch (s. dazu auch FEUTH 1966). So wurde von MULLER 1966 die provisorische Bezeichnung 'repère LUCIUS' vorgeschlagen, die Option auf die Benennung als Elie-de-Beaumont-Horizont jedoch offengehalten.

Die genannten Unstimmigkeiten können mit einer Gleichsetzung der luxemburgischen Roten Gipsmergel («km2») mit den 'Argiles de Chanville' des Pariser Beckens und der 'Roten Wand' der deutschen Keuper-Gliederung ausgeräumt werden.

Ein Äquivalent des Elie-de-Beaumont-Horizontes wäre demnach nicht im Top des «km2» sondern an dessen Basis zu suchen.

In allen bisher dokumentierten Obertage-Aufschlüssen Luxemburgs fehlt jedoch ein markanter Dolomit zwischen Schilfsandstein und Roten Gipsmergeln. Dieses Problem erklärt sich bei Berücksichtigung der Charakteristika des betreffenden Schichtgliedes. Kennzeichnend für den Elie-de-Beaumont-Dolomit und den 'Hauptsteinmergel' als dessen germanischem Äquivalent ist seine auf enge Senkungszonen beschränkte Verbreitung. Dies zeigen die Profile von VILLEMEN 1963 und MÉGNIEN 1980 wie auch die von KRIMMEL 1980 dargestellten Verbreitungsgrenzen in Süd-Deutschland. Im schematischen Übersichtsprofil von Schwäbischer Alb bis Schweizer Jura von BRENNER 1978 (Abb. 2b) ist die maximale Mächtigkeit des Hauptsteinmergels ebenfalls an einen generellen Senkungsschwerpunkt geknüpft. KRIMMEL 1980 rekonstruierte eine Reichweite des Hauptsteinmergels zwischen der Kraichgau-Region, deren dauerhafte Senkungstendenz schon von WURSTER 1963a ausführlich dokumentiert wurde, bis in die Gegend von Saargemünd. Im Typusprofil der 'Saargemünd-Zweibrückener Senke' ('Synclinal de Sarreguemines'), einer bedeutenden Senkungszone, verzeichneten BERNERS et al. 1984 einen markanten Elie-de-Beaumont-Dolomit. MÉGNIEN 1980 erwähnte die geringmächtige Ausbildung dieses Schichtgliedes auf der 'Anticlinal de Lorraine' und dessen Fehlen auf der Siercker Schwelle. Generell zeigt sich eine Reduktion der Mächtigkeiten nach Norden hin; von den durchschnittlich 8 Metern in Lothringen (BAROZ 1969) verbleiben bei Metz noch 1,3 bis ca. 4 Meter, in Luxemburg soll dieser Horizont völlig fehlen (MAUBEUGE 1971).

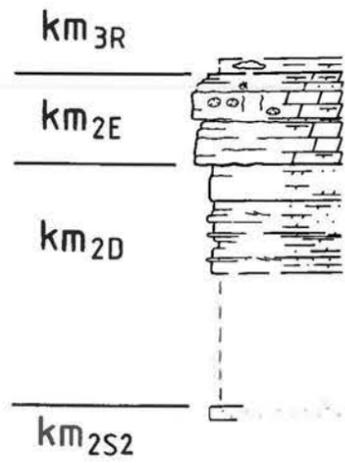
Äquivalente des Elie-de-Beaumont-Dolomites in Luxemburg sollten demnach — wenn überhaupt — lediglich in bevorzugten Senkungszonen auftreten. In diesem Zusammenhang gewinnt eine Notiz im Bohrprotokoll der Kindquelle von Bad Mondorf (zit. in LUCIUS 1948) an Bedeutung. Oberhalb eines 2,68m mächtigen konglomeratischen Sandsteins als Verteter des (Oberen) Schilfsandsteins und 6,77 Metern bunten (roten und blauen) Mergeln mit viel Gips und Anhydrit schaltet sich dort ein 3,40m starker «ganz fester» Dolomit ein. Diese Abfolge legt nahe, daß hier mit einer vollständigen Abfolge der 'Marnes irisées moyennes' (Tab. 2) in einer Mächtigkeit von knapp 13 Metern zu rechnen ist. Die zwischengeschalteten roten und blauen Mergel entsprechen den 'Argiles bariolées intermédiaires'/'Dunklen Mergeln', der hangende Dolomit dem Elie-de-Beaumont-Horizont. Die auflagernde mächtige, hochsalinare Mergelserie ist den Roten Gipsmergeln gleichzusetzen (Abb. 16)¹⁾. Eine solche stratigraphische Situation steht in Einklang mit der Position dieser Bohrung im Umfeld der Senkungsfelder des Grabens von Thionville bzw. des Mondorfer Grabens.

¹⁾ Andere Bohr-Protokolle von Mondorf sind weniger aussagekräftig. Das Profil der Adelheid-Quelle ist gestört und im Bereich des Mittleren Keupers tektonisch verkürzt; im stratigraphischen Bereich von Schilfsandstein bis Steinmergelkeuper ist keine sichere Aussage möglich. Die nur überschlägig gekernete 'Neubohrung LUCIUS' erlaubt ebenfalls keine sichere Einstufung.

Abb. 16: Der stratigraphische Grenzbereich Unterer / Oberer Mittelkeuper (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/31).

Profil Air Base

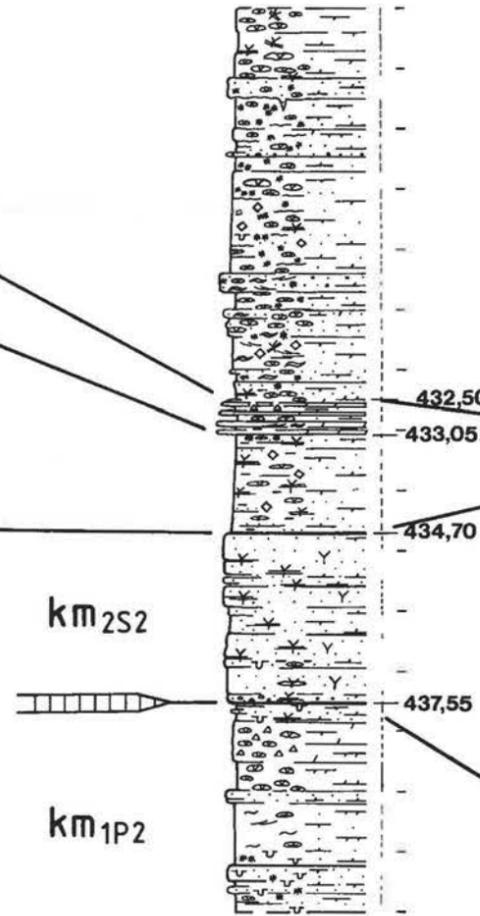
|NE→



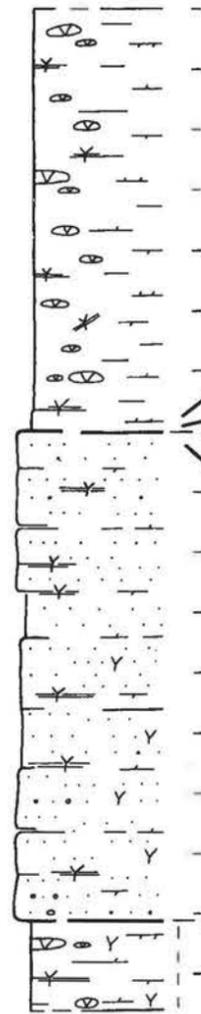
Di '89

Bohrung Rebiereg

←SW|NW→

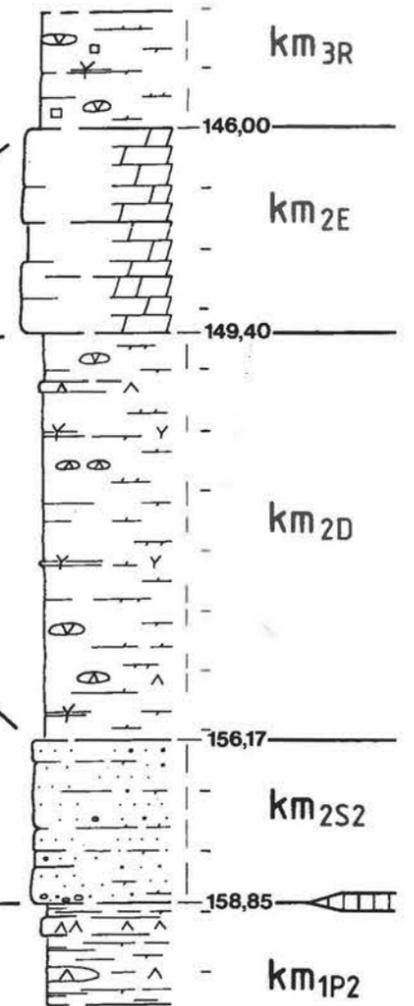


Bohrung Cessingen



Kindquellen-Bohrung Mondorf

←SE|



Auch im südwest-luxemburgischen Profil der Bohrung Rebiereg — zwischen Profilmeter 432,5 und 437,55 — zeigt sich eine reduzierte Abfolge der gesamten 'Marnes irisées moyennes'. Über 2,85 Metern Schilfsandstein (km2S2) folgt eine 1,65m mächtige feine Wechselfolge von grünen Sandsteinen und rötlichen sandigen Mergeln, ein Äquivalent der 'Argiles bariolées intermédiaires'/'Dunklen Mergel'. Die auflagernde, 55cm-starke Dolomit-Mergel-Wechselfolge entspricht dem Elie-de-Beaumont-Horizont.

Zur Kennzeichnung der hier neu eingeführten stratigraphischen Einheiten von Elie-de-Beaumont-Dolomit und Dunklen Mergeln wird das durch die Kennung 'D' bzw. 'E' erweiterte Symbol der 'Marnes irisées moyennes' (km2) verwendet (Tab. 2). Konsequenterweise müssen die oberhalb dieser Serien anzutreffenden luxemburgischen Roten Gipsmergel den 'Marnes irisées supérieures' zugeordnet werden. Das noch von LUCIUS 1948 verwendete Symbol «km2» wird der stratigraphischen Position dieser Profilabfolge im obersten Teil des Mittleren Keupers nicht gerecht. Vorgeschlagen wird hier das Symbol 'km3R'. Es bezieht sich auf den oberen Mittelkeupers (km3), die Ergänzung durch das Kürzel 'R' dient zur Unterscheidung vom hangenden Steinmergelkeuper (km3St). Eine Korrelation mit der französischen Keuperstratigraphie und der des Germanischen Beckens ist damit gewährleistet (Tab. 2 u. 5).

Da sich die Kenntnis der Schichtglieder von Dunklen Mergeln und Elie-de-Beaumont-Dolomit in Luxemburg auf die Bohrprofile von Rebiereg und Mondorfer Kindquelle beschränkt, generell also noch sehr wenige Daten vorliegen, soll auf eine separate Behandlung dieser beiden Einheiten verzichtet werden; nachfolgende Kapitel (Kap. II.5.3.1.a. u. II.5.3.2.a.) beziehen sich auf die Gesamtheit der höheren 'Marnes irisées moyennes'.

II.5.3.1.a. Dunkle Mergel (km2D) und Elie-de-Beaumont-Dolomit (km2E).

Die Fazies der Dunklen Mergel/'Argiles bariolées intermédiaires' ist großen regionalen Schwankungen unterworfen. Sand- bzw. Silt-Anteile, Farbe, Gips- oder Anhydrit-Führung sowie der Gehalt an Pflanzenresten variieren erheblich. Die im Mondorfer Bohrprofil erfaßten pelitisch-evaporitischen km2D-Serien (Kap. II.5.3.1. u. Abb. 16) sind in starkem Maße lagunär geprägt. Ähnliches wurde aus der Region Rosières-aux-Salines in Lothringen berichtet; dort erscheint ein relativ mächtiger 'gypse à lignite' bzw. 'gypse charbonneux' unmittelbar unter der Basis des Beaumont-Dolomits (MAUBEUGE 1971).

Ein anderes Erscheinungsbild bieten die Sandstein-/Tonstein-Wechselfolgen des Rebiereg-Profils; sie ähneln der feinklastischen Stillwasserfazies des Schilfsandsteins, wie sie von PALAIN 1966 in Lothringen beschrieben wurde. Die hohen Glimmer-Gehalte, die im Schilfsandstein der west-luxemburgischen Randfazies fehlen (Kap. II.5.2.), unterstreichen allerdings die stratigraphische Eigenständigkeit dieser Serien (vergl. Kap. II.5.3.2.a.). Auch treten gegenüber dem Schilfsandstein saline Faziesmerkmale stärker in den Vordergrund. Es erscheinen zahlreiche Steinsalz-Pseudomorphosen, schichtparallele Fasergipsadern und kleine Konkretionen von Gips oder Anhydrit.

Von den Schwierigkeiten einer Abtrennung von tonigen Schilfsandstein-Serien und 'Argiles bariolées intermédiaires' berichtete auch MAUBEUGE 1964. In Bohrprotokollen aus der Region

von Metz (MAUBEUGE 1971) ließen sich die zwischen der Stillwasserfazies des Schilfsandsteins und dem Elie-de-Beaumont-Dolomit auftretenden rötlichen, wechselnd stark dolomitischen, sandigen, Glimmer- und Pflanzenhäcksel-führenden Mergel oder graugrünen bzw. grünlich-gelben blättrigen Tone nur schwer vom Liegenden abtrennen.

Ebenso wie im inneren Germanischen Becken setzten sich wohl im luxemburg-lothringer Gebiet die Milieu-Bedingungen des höheren Schilfsandsteins (Kap. II.5.2.) in ähnlicher Form in den Serien der mittleren 'Marnes irisées moyennes' fort (vergl. WURSTER 1964). Wieder dokumentiert sich eine von sehr flachgründigen Lagunen bedeckte Küstenplattform. In Abhängigkeit vom Ausmaß der fluviatilen Materialzufuhr und Aussüßung kam es zum wechselnden Regime eines limnisch-fluviatilen oder randmarin-hypersalinaren Milieus. Im Vergleich zum Schilfsandstein waren die Ablagerungsbedingungen allerdings recht niederenergetisch.

Bei den durch Steinsalz-Pseudomorphosen und Sulfat-Gehalte dokumentierten salinaren Milieubedingungen der Dunklen Mergel ist auch eine Durchträngung liegender Sandsteinserien des km2S2 durch hochkonzentrierte Porenlösungen und eine sekundäre karbonatisch-sulfatische Zementation denkbar. Im Schilfsandstein des Rebiereg-Profils erscheinen unterhalb der km2D-Abfolgen auffallend hohe Kalziumsulfat-Gehalte in der Grundmasse der Sandsteine. Auch die Beobachtungen von WALTER 1965 südlich Flaxweiler deuten darauf hin, daß eine Evaporit-Imprägnation der Sandsteinserien vom Top her stattfand. Die obersten 22 Zentimeter des km2S-Sandsteins sind dort durchsetzt mit kleinen Kalzitdrusen, die als Relikte von Sulfatknötchen aufgefaßt werden können. Die entsprechenden Gesteinspartien sind dolomitisch zementiert und verwitterungsbeständiger als liegende Serien. Auch die auflagernden 20 Zentimeter rotbrauner sandiger Mergel von unsicherer stratigraphischer Stellung führen kalzitische Residuen ehemaliger Sulfat-Einschlüsse.

Der nachfolgende Elie-de-Beaumont-Dolomit stellt sich im Bereich des Pariser Beckens als massiger kalkiger Dolomit dar, frisch von weißlicher, verwittert von gelblicher Farbe, teilweise auch rot gebändert (MÉGNIEN 1980). Anhydrit erscheint darin in massigen Zwischenbänken und als dicht stehende oder im Dolomit verstreute Knollen. In Obertage-Profilen markieren brekziöse kalkige Niveaus ehemalige Anhydrit-Einlagerungen. BAROZ 1969 beschrieb in diesen Serien Zyklen im Zentimeter-Bereich, charakterisiert durch jeweils ansteigende Gehalte detritischer und sulfatischer Gesteinskomponenten. Reine Dolomite gehen über in sehr stark tonig verunreinigte Dolomite, durchsetzt mit Gips- oder Anhydrit-Knötchen bzw. -Kristallaggregaten. Derartige Zyklen entwickeln sich im höheren Teil des Elie-de-Beaumont-Dolomits und setzen sich in leicht veränderter Form in den hangenden Afolgen fort (Kap. II.5.3.1.b.).

Den Hauptsteinmergel Süd-Deutschlands charakterisierte KRIMMEL 1980 als einen gips- und intraklasten-führenden dolomitischen Kalk mit sehr geringen Sandgehalten, mit Schrumpfrissen und zahlreichen Diskontinuitätsflächen. KRIMMEL vermutete eine Entstehung bei extremen Flachwasserbedingungen.

Der geringmächtige Elie-de-Beaumont-Dolomit der Bohrung Rebiereg ist als Wechselfolge heller dichter Steinmergeldolomite und kleine Gipskonkretionen führender Mergel aus-

gebildet. Die Profilabfolge erinnert an die von BAROZ 1969 aus dem inneren Pariser Becken beschriebenen Zyklen. Der vergleichsweise hohe Anteil an terrigenem Detritus ist der Nähe des Hinterlandes zuzuschreiben. Das brekziöse Gefüge am Top belegt eine Emersionsphase. Eine Entstehung bei sehr geringen Wassertiefen wird auch durch die unmittelbar unter- und oberhalb des Dolomites auftretenden Sulfatkonkretionen und Steinsalzpseudomorphosen wahrscheinlich.

II.5.3.1.b. Rote Gipsmergel (km3R)

Es handelt sich um recht monotone, meist rotgefärbte Tonmergel-Abfolgen, die weit über die Verbreitungsgrenzen des Elic-de-Beaumont-Dolomits übergreifen. Im größten Teil des Untersuchungsgebietes überlagern Rote Gipsmergel unmittelbar den Oberen Schilfsandstein.

Über die gesamte Profilabfolge der Roten Gipsmergel tritt Gips in zentimeter- bis dezimetergroßen Linsenkörpern auf. In Einzelfällen erreichen diese Massen eine Mächtigkeit von 2 Metern (STOCK 1967). Abbauwürdige Gips-Vorkommen setzen sich aus hunderten oder tausenden solcher Einzelkörper zusammen. In geringer Zahl sind im Luxemburger Gebiet auch Steinsalz-Vorkommen bekannt geworden. Zwei Tiefbohrungen erbrachten Spuren von Salzsole (Bohrung Cessingen) bzw. massives Steinsalz (Bohrung Kindquelle/Mondorf). Im Verwitterungsbereich ist das Steinsalz der Ablaugung zum Opfer gefallen. Eine Ausnahme bilden die in einem Gipsbruch zwischen Moutfort und Ersange beschriebenen Steinsalz-Kristalle (ROST 1839, zitiert in LUCIUS 1948, S. 105); vermutlich waren es sekundäre Ausblühungen. Oberflächenerhaltene Zeugnisse ehemaliger Steinsalzkristalle sind bis 8mm große rechteckige bzw. kubische Hohlräume, heute z.T. mergelverfüllt (GOOS 1965, STOCK 1967), sowie die genetisch an Ton-/Sand- bzw. Ton-/Dolomit-Grenzflächen geknüpften Sedimentmarken der Steinsalzpseudomorphosen.

LUCIUS 1948 (S. 105) ging seinerzeit vom Fehlen jeglicher Steinsalzpseudomorphosen in den Roten Gipsmergeln aus und benutzte dies als Kriterium zu deren Unterscheidung von den Mergelfolgen des Pseudomorphosenkeupers. Im Rahmen der Revisionsaufnahmen konnten jedoch sämtliche Kartierer (z.B. NEUMANN-REDLIN 1966, VON HOYER 1967, HURLER 1968, BERNHARDT 1976, SCHNEIDERS 1986) Steinsalz-Pseudomorphosen in den Roten Gipsmergeln nachweisen.

Zeugnisse einer spätdiagenetischen Gips-Auslaugung sind die sogenannten 'Kalzitknuern' oder 'crapauds', bis 30cm starke knollige Kristallaggregate von Kalzit oder Dolomit, die teilweise noch stark korrodierte Reste von Gips enthalten (s. etwa SCHNEIDERS 1986). Generell werden im gesamten Gebiet des Nordwest-, Nord- und Nordost-Rand des Lias-Plateaus Kalzitknuern anstelle von Gips-Knollen beschrieben (z.B. ZELLER 1966, SABBAGH 1967, DITTRICH 1982, SCHNEIDERS 1986).

Dolomitlagen im km3R sind selten und erreichen nur wenige Zentimeter Mächtigkeit (GOOS 1965, STOCK 1967). Zu den Seiten hin keilen sie rasch aus (LUCIUS 1948, S. 105). Es handelt sich um dunkelgraue oder grünlich-graue, z.T. gelb oder rotbraun gestreifte, sehr feinkörnige und feste Gesteine. Von den Dolomiten des Steinmergelkeupers unterscheiden sie

sich durch die bunteren Farben und einen weniger deutlich parallelepipedischen Bruch. Vereinzelt erscheinen kubische Abdrücke oder Hohlräume als Relikte ehemaliger Steinsalz-Kristalle (GOOS 1965, STOCK 1967). Auch längliche Hohlräume wurden beobachtet, sie sind wohl auf ehemalige Gipslinsen zurückzuführen (WETZELAER 1977). Gelegentlich sind die Dolomite von feinen Mergel-, Silt- oder Schlufflagen durchsetzt, knollig oder brekziös, bei Steinsel wurden auch Schrägschichtungsgefüge und Schill-Lagen beobachtet.

In Randregionen scheinen die Dolomiteinschaltungen an Häufigkeit zuzunehmen. Im Weißen Ernz-Tal gliederte THIELEN 1969 eine Abfolge dunkelroter Mergel oberhalb des Schilfsandsteins dem Steinmergelkeuper an, da sie Steinmergelbänke enthielt und kaum vom auflagernden km3St abgetrennt werden konnte. Auch mehrere Funde eines Konglomerates mit abgeflachten Geröllen von dichtem, z.T. feinschichtigem Dolomit in porösem dolomitischem Bindemittel wurden beschrieben. Es handelt sich wohl um ein randnahes Aufarbeitungsprodukt solcher in isolierten, von Tonzufuhr zeitweilig abgeschirmten Tümpeln der flachreliefierten Beckenrandregion entstandenen Dolomitlagen.

Sandige Einschaltungen beschränken sich nicht allein auf die Region der Randfazies. Bei Steinsel erscheinen innerhalb der Mergelabfolge des km3R geringmächtige Sandsteinbänke. Petrographisch erinnern sie an die im tieferen Steinmergelkeuper vorkommenden Sandsteine. Es sind meist dunkle, graugrüne, teilweise glimmerführende quarzitisches Silt- bis Feinsandsteine mit sehr feinen Mergel-Zwischenlagen und zahlreichen Steinsalzpseudomorphosen an den Ober- und Unterseiten. Daneben erscheinen bis 15cm starke, graugrüne oder ockerfarbene schräggeschichtete, z.T. bis 1cm-große Quarz- und Quarzitgerölle führende gröbere Sandsteine. Zahlreiche, z.T. drusig ausgekleidete Hohlräume belegen ehemalige Gipskonkretionen, auch Netzleisten, Tongerölle, Grabgänge und bioturbate Gesteinspartien kommen vor. Das Bindemittel ist teils karbonatisch, teils quarzitisches.

Im Tonmineralspektrum der Roten Gipsmergel erscheint neben Illit, Chlorit und Illit/Smectit-Wechselagerungsmineralen auch die hochsalinare Mineralphase Corrensit. Dies ergaben Untersuchungen von WAGNER 1982 und BARTH et al. 1984 an insgesamt drei km3R-Proben.

BARTH et al. 1984 interpretierten die luxemburgischen Roten Gipsmergel als Ablagerung eines sehr schwach energetischen Intertidalbereiches. Für die Rote Wand des südlichen Germanischen Beckens skizzierte BRENNER 1973 das Milieu einer semiariden Salztonebene mit nur gelegentlicher, sehr flacher Wasserbedeckung, von Schichtfluten mit tonigem Verwitterungsmaterial der umgebenden Festländer beliefert. Bei häufiger subaerischer Exposition der Sedimentoberfläche sollten dort auch äolische Anlieferungs- und Umlagerungsprozesse eine Rolle gespielt haben. Dies läßt sich sicherlich auf Luxemburg übertragen. Es dokumentiert sich eine riesige, flachreliefierte, hydrologisch nur wenig mit dem weit entfernten Meerwasser-Reservoir der Tethys verbundene kontinentale Plattform, in der lagunäre, inter- und supratidale wie auch terrestrische Einflüsse wechselten.

In rezenten supratidalen Sebchas des Persischen Golfes scheiden sich frühdiagenetisch millimeter- bis zentimetergroße Anhydritkonkretionen in der Kapillarzone des noch weichen

Sedimentes aus (SHEARMAN 1966). Die langoval geformten Sulfatknollen erreichen stellenweise bis 20cm Größe (WOOD & WOLFE 1969) und werden als 'chicken mesh nodular anhydrite' oder 'chicken wire anhydrite' (nach den sog. «Hühnerdraht») bezeichnet.

Ein solcher Entstehungsmechanismus hat bei der Akkumulation von Sulfaten in den Roten Gipsmergeln wahrscheinlich eine erhebliche Rolle gespielt. Die Häufung der Gipskonkretionen in silt- oder feinsandführenden, also besser permeablen Mergelpartien könnte als Hinweis auf eine Entstehung dieser Sulfatknollen durch frühdiagenetische Platznahme gelten.

Eine andere mögliche Deutung der Sulfatknollen-Entstehung, das primäre Wachstum kissenförmiger Kristallaggregate von Gips, stützt sich auf eigene Beobachtungen in Salinenbecken an der Mittelmeerküste (vergl. Tafel 8). Das vorkonzentrierte Wasser einer natürlichen Küstenlagune durchläuft dort in mehreren Stufen eine Anzahl hintereinandergeschalteter Teilbecken. Die progressive Eindampfung führt zur räumlichen Trennung der Salzabscheidung. Innerhalb eines Teilbeckens pendelt die Präzipitation um einen engen Ausschnitt der Fällungsreihe, zudem ist die immer neue Zufuhr frischer Lösungsfracht gewährleistet. Die Höhe des Wasserstandes schwankt im Bereich weniger Dezimeter. In den Becken der Sulfatfällung läßt sich unter diesen Bedingungen das Aufwachsen regellos über den Boden verteilter, wechselnd dicht stehender hügelartiger Gebilde beobachten. Das Kristallwachstum beginnt an einzelnen Keimpunkten und setzt sich an diesen bevorzugten Zentren in verstärktem Maße fort. Benachbarte Hügel wachsen gelegentlich zu größeren Körpern zusammen.

Die Gipsfällung in Form einzelner Kissen oder Hügel ist wohl das Resultat einer langfristig recht konstanten Sulfatsättigung. Demgegenüber erbrachte die unkontrollierte Eindunstung eines Teilbereiches der natürlichen Lagune in der Nachbarschaft der Salinen-Anlage eine unstrukturierte und unfraktionierte, flächige Ausfällung. Vermutlich lieferte hier die zuvor abgeschiedene Karbonatphase eine große Zahl von Kristallisationskeimen und verhinderte so das konzentrierte Wachstum massiver Gipskörper.

Die Phasentrennung in einzelnen Salinenbecken dürfte während des höheren Keupers auf natürliche Weise zustande gekommen sein. Ein Modell zum Sedimentationsregime evaporitischer Trias-Serien von BUSSON 1982 beschreibt die auf die Beckenränder vorgreifende Fraktionierung der ozeanischen Lösungsfracht. Voraussetzung dazu ist die paläogeographische Situation riesiger eingebneter Kontinentalflächen, die in West- und Mitteleuropa zur Zeit der höheren Trias sicherlich gegeben war. Sulfat-Abscheidung setzt erst nach längerer Vorkonzentration bei einer Verdunstung von 80% des ursprünglichen Meerwasser-Volumens ein (RICHTER-BERNBURG 1977). Gips- bzw. Anhydrit-Ablagerungen sind daher erst in sehr randnahen Arealen einer flachgründig überfluteten kontinentalen Plattform zu erwarten. Für das Luxemburg-Lothringer Gebiet traf dies zweifellos zu. Insofern ist auch eine Entstehung der km³R-Sulfatknollen wie in den Salinenbecken denkbar. Die Häufung dieser Körper in siltig-feinsandigen Partien kann in diesem Fall auf eine verbesserte Keimbildung durch gröberklastische Partikel des Beckenbodensedimentes zurückzuführen sein.

Profile der Roten Gipsmergel Luxemburgs zeigen eine deutliche Zyklizität der lithologischen Ausbildung.

An der Basis der Zyklen (vergl. Profil Lintgen, Tafel 6) dominieren meist rot-gefärbte dolomitische Mergel, nach oben hin wechseln die Farben allmählich ins Grüngraue. Die Gipsgehalte bleiben gering, oft beschränken sie sich auf dünne Fasergipsschnüre, die die Mergelbänke schichtparallel oder als Kluftfüllungen durchsetzen. Zum Hangenden hin nehmen die Gips- und Dolomit-Gehalte deutlich zu, die Mergel werden härter, die Farben heller. Lagen von Kalzit- oder Dolomitknauern markieren den Top eines Zyklus. Die Gesamt-Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Dezimetern und etwa 2 Metern. Gelegentlich wird die beschriebene Abfolge durch unvollständig entwickelte Zyklen und vereinzelte Rekurrenzen unterbrochen.

Einige Zyklen ließen sich zwischen den Profilen Lintgen und Steinsel, d.h. über eine Entfernung von ca. 6 Kilometern hinweg parallelisieren (Abb. A/31). Jede rote tonige Basis eines Einzelzyklus dokumentiert eine Phase verstärkter terrigener Zufuhr in das Becken. Auslösendes Moment können tektonische Bewegungen oder stärker humide Klima-Intervalle gewesen sein — beides hätte zur vermehrten Anlieferung terrigener Klastika geführt — oder aber geringe eustatische Meeresspiegel-Anstiege, die eine stärkere Wasserbewegung und eine bessere Umverteilung detritischer Materialien innerhalb des Beckenraumes zur Folge gehabt hätten. Die Karbonat-Fällung wurde verdünnt, es kam zur Ablagerung von Tonmergeln. Allmählich vollzog sich dann die Rückkehr zu überwiegend chemischer Sedimentation, mit fortschreitender Eindunstung wurden schließlich größere Mengen Sulfat abgeschieden.

In randnahen Positionen bilden sich Zyklen weitaus deutlicher ab als im Beckeninneren. Dies belegt ein Vergleich der Profile Lintgen und Den Haff/Steinsel mit dem randfernen Profil der Bohrung Rebiereg. Die Erkennung der Zyklen wird erleichtert durch die zunehmende Bandbreite der Sedimentfarben, wie sie sich sowohl in Annäherung an die ehemaligen Randzonen des Beckens als auch generell zum Top der Roten Gipsmergel hin einstellt. In Gebieten hoher Mächtigkeit läßt sich eine Untergliederung der km3R-Abfolge in einen vorwiegend grellrot gefärbten unteren und einen vielfältig farblich nuancierten, oft grauen oberen Teil durchführen. Dies zeigen die Beobachtungen VON HOYERs 1967 zwischen Remich und Sierck wie auch die Profile Rebiereg und Steinsel, ferner die Profile Lintgen (Tafel 6) und Boferdange, die nur die oberen grau-gefärbten Partien erfassen.

Grüne Farben im km3R sind oft an Bereiche besserer Permeabilität gebunden. Dazu zählen Gips-Einschaltungen oder deren Auslaugungsprodukte, sandige Lagen oder klüftige Dolomitbänkchen. Wo eine stärkere Zirkulation von Verwitterungslösungen im Sediment möglich war, kam es zur Reduktion bzw. zur Abfuhr des rotfärbenden Hämatits (Fe_2O_3). Dementsprechend zeigt sich in Annäherung an die sandige Randfazies ein Farbwechsel zu überwiegend Graugrün-Tönen. So hielt HURLER 1968 den km3R zwischen Echternach und Reisdorf unter der Bezeichnung 'Rotgraue Gipsmergel' aus. Beschreibungen des km3R im nordwestlichen Gutland erwähnen grüngraue wie auch rote Farbtöne (z.B. DITTRICH 1982, MÜLLER 1982, DITTRICH 1984, SCHNEIDERS 1986).

Ähnliches beschrieb BRENNER 1973 aus der Roten Wand Süddeutschlands; dort nimmt der Anteil grüner Gesteinsfarben von etwa 20% der Gesamtmächtigkeit im Bereich des Beckenraumes in Annäherung an das ehemalige Festland im Südosten deutlich zu.

Die gelegentlich auftretenden quarzitischen Sandsteine der Roten Gipsmergel sind wegen der geringen Versenkungstiefe der Keuperserien Luxemburgs (in Übertragung von BINTZ et al. 1979: bei Mersch maximal ca. 700m) und der weitgehend unveränderten Beschaffenheit stratigraphisch tiefer liegender Sandsteinfolgen sicherlich auf diagenetische Silifizierungsvorgänge zurückzuführen. Zwei verschiedene Prozesse sind denkbar. Zum einen die oberflächliche Einkieselung von Sandlagen bei schneller Durchtränkung mit konzentrierten kieselensäurehaltigen Verwitterungslösungen, wobei es zur Verfüllung der Porenräume mit undulösen oder kryptokristallinen Quarzsäumen kommt. Beispielsweise ist das von WIBOWO 1967 im Dünnschliff eines km3R-Dolomites beschriebene Bindemittel aus Quarz wohl einer sekundären Einkieselung des noch weichen Karbonatschlammes zuzuschreiben. Eine andere Möglichkeit ist die Bildung homoachsialer Anwachssäume an klastischen Quarzkörnern. Insbesondere feinkörnige Sandlagen boten dabei mit ihrer vergleichsweise hohen Keimzahl günstige Voraussetzungen zum Weiterwachsen der Quarzkörner. Die Quelle der sekundär zugeführten Kieselsäure ist in Verwitterungslösungen aus den nahegelegenen, weitgehend eingeebneten und tiefgründig verwitterten Festländern zu suchen. Bei ariden Klimabedingungen und dem hochsalinaren Milieu der Roten Gipsmergel war ein Transport von Kieselsäure in gelöster oder kolloidaler Form gewährleistet (vergl. auch FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977, S. 113/4, S. 389/90).

II.5.3.2. Subsidenzmuster der Schichten zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper

II.5.3.2.a. Subsidenzmuster der Dunklen Mergel (km2D) und des Elie-de-Beaumont-Dolomites (km2E)

Die kleine Datenbasis ermöglicht nur eine grobe Skizzierung der Beckenkonfiguration von km2D und km2E. Eine getrennte Darstellung der jeweiligen Subsidenzmuster war nicht möglich, auf Tafel 7/3 sind die strukturellen Gegebenheiten der beiden Schichtglieder zusammengefaßt.

Die genannten Vorkommen von km2D + km2E in den Bohrungen Rebiorg und Mondorfer Kindquelle deuten auf eine maßgebliche Kontrolle diagonalen Richtungselemente; beide Lokalitäten liegen im Umfeld bedeutender diagonal streichender Senkungsfelder: Luxemburger Zentralgraben und Mondorfer Graben bzw. Graben von Thionville.

Die Zufuhr von stark glimmerführendem Detritus, wie er typischerweise durch die Eifeler Nord-Süd-Zone angeliefert wurde, läßt ferner eine gewisse synsedimentäre Mobilität rheinisch streichender Strukturelemente zur Zeit der Dunklen Mergel vermuten. Offenbar bestand eine strukturelle Situation, die zwischen der des Schilfsandsteins und der des Elie-de-Beaumont-Horizontes vermittelte. Das von Nordosten angelieferte glimmerreiche Sedimentmaterial gelangte allerdings nicht mehr bis in den süd-luxemburgischen Bereich; im Mondorfer Bohrprofil fehlen derartige Klastika. Dies deutet auf eine Umlenkung des Materials nach Südwesten durch eine paläogeographische Barriere im Bereich der Luxemburger Zentralschwelle. Im

Rebiereg-Profil lagern oberhalb der km2S2-Sandsteine und -Konglomerate von typisch ardennerischer Zusammensetzung sehr glimmerreiche Feinklastika, wie sie dort bislang nicht aufgetreten waren.

Es zeichnet sich ab, daß die Mobilisierung der großen diagonal streichenden Struktureinheiten Luxemburger Zentralgraben bzw. -schwelle, Mondorfer Graben bzw. Graben von Thionville, die alle in den nachfolgenden — weitaus besser dokumentierten — Keuper-Schichtgliedern eine entscheidende Rolle spielen, bereits während der höheren 'Marnes irisées moyennes' einsetzte.

Allerdings steht die Erfassung der faziellen und strukturellen Gegebenheiten von km2D und km2E in Luxemburg ganz am Anfang. Der Nachweis weiterer Vorkommen ist dringend erforderlich.

Deren Existenz ist nur in markanten — wohl diagonal streichenden — tektonischen Senkungszone zu erwarten. Die Wahrscheinlichkeit, daß diese Serien heute von mächtigen Schichtpaketen des höheren Keupers und unteren Lias überdeckt werden, ist dementsprechend hoch. Zur Identifizierung muß daher i. w. auf Tiefbohrungen zurückgegriffen werden. In Obertage-Aufschlüssen wären Dunkle Mergel und Elie-de-Beaumont-Dolomit möglicherweise in der nordöstlichen Fortsetzung des Mondorfer Grabens zu erwarten. Dort könnten sie in einer reduzierten Mächtigkeit, vergleichbar der der Bohrung Rebiereg vorliegen¹⁾.

II.5.3.2.b. Subsidenzmuster der Roten Gipsmergel (km3R)

Die Erstellung einer Isopachenkarte der Roten Gipsmergel anhand von Literatur-Daten ist schwierig. Die relativ weichen Gipsmergelfolgen sind selten erschlossen und auch nur selten von Bohrungen vollständig durchteuft worden. Kartierberichte geben meist nur eine Pauschal-Mächtigkeit für das jeweilige Arbeitsgebiet an, verlässliche punktuelle Daten sind selten. Eine weitere Komplikation ergibt sich im Bereich größerer diagonal streichender Senkungszone, wo auch Serien der höheren 'Marnes irisées moyennes' ausgebildet sein können. Aufgrund der bisherigen Kartier-Praxis, die Roten Gipsmergel unmittelbar über dem Schilfsandstein beginnen zu lassen, ist in diesen Regionen nicht auszuschließen, daß z. T. gipsführende bunte Mergel des liegenden km2D (Dunkle Mergel) und der Elie-de-Beaumont-Dolomit (km2E) den Roten Gipsmergeln zugerechnet worden sind.

¹⁾ Bei Bauarbeiten in der amerikanischen Air Base südlich Bitburg ist kürzlich im Hangenden des Schilfsandsteins eine Profilabfolge von ungeklärter stratigraphischer Stellung erschlossen worden. Es handelt sich um einen 1,5m starken gelbgrauen massigen Dolomit, z. T. löchrig-drusig, oberhalb einer 1,8m mächtigen dunkel-buntgefärbten (olivgrau, dunkelgrau, gelbbraun, rotbraun) Tonmergel-Serie. Anhand einer Schichtbeschreibung von N.HLASTA (frndl. Mitt.) konnte diese Abfolge noch in die Abbildung 16 übernommen werden. Zweifellos handelt es sich dabei um ein weiteres Vorkommen von km2D und km2E. Das zuvor rekonstruierte Subsidenzmuster dieser Schichtglieder wird dadurch bestätigt. Die Aufschlußlokalität liegt innerhalb des Süd-Eifeler Zentralgrabens, einer Spezialstruktur des diagonalen Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 4 u. A/31). Die relativ hohen Mächtigkeiten sind möglicherweise einer Interferenz dieses Diagonalelementes mit dem rheinischen Senkungsfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone zuzuschreiben; die geringen Anteile sandig-siltiger Fraktionen entsprechen der Lage dieses Profils im äußeren östlichen Randbereich der Echternacher Grabenzone.

Im Nordwest-Luxemburg stellt sich das Problem, daß Schilfsandstein und Rote Gipsmergel dort bislang als eine gemeinsame Kartiereinheit ausgehalten wurden (DITTRICH 1982, MÜLLER 1982, SCHNEIDERS 1986). Diese Darstellungsform wurde auch auf dem geologischen Meßtischblatt Mersch beibehalten (DITTRICH 1984). Die Zusammenfassung dieser zwei oft nur dezimeter-mächtigen Schichtglieder auf der Karte war aus Gründen der Darstellbarkeit notwendig. Zum damaligen Zeitpunkt war die Zuordnung der Roten Gipsmergel zum mittleren Mittelkeuper noch nicht in Frage gestellt. Heute allerdings erweist sich die Zusammenfassung des Schilfsandsteins als Teil des Mittleren Mittelkeupers ('Marnes irisées moyennes') und der Roten Gipsmergel als Teil des Oberen Mittelkeupers ('Marnes irisées supérieures') als äußerst ungünstig. Eine nachträgliche Abtrennung erfordert genau dokumentierte Profilabfolgen und ist wegen der lithologischen Ähnlichkeit der beiden Schichtglieder schwierig. So tritt der Schilfsandstein der Randfazies als Wechselfolge graugrüner Sandsteine mit roten oder grünen sandigen Mergeln in Erscheinung, während die Roten Gipsmergel ihrerseits z.T. erhebliche Sandgehalte aufweisen. Das Materialspektrum zeigt wegen des im wesentlichen gleichgebliebenen ardennischen Liefergebietes keine Unterschiede. Die Anteile der beiden Schichtglieder sind nicht immer genau festzulegen (Tafel 6).

Die unter den genannten Einschränkungen erstellte Karte der km3R-Mächtigkeiten (Abb. A/33) dokumentiert die dominierende Rolle diagonalen Richtungselemente. Bemerkenswert ist die starke relative Absenkung Südwest-Luxemburgs, die sich aus den mächtigen hochsalinaren Rote Gipsmergel-Abfolgen der Tiefbohrungen Rebiert und Cessingen (29,90 bzw. 54,08m km3R) ableiten läßt. Die Luxemburger Zentralschwelle hatte offenbar an Bedeutung verloren, eine Entwicklung, die sich im nachfolgenden Steinmergelkeuper (Kap. II.5.4.2.) fortsetzen sollte. Im Cessinger Bohrprofil, d.h. im unmittelbaren Schwellenbereich, überlagern Rote Gipsmergel den (Oberen) Schilfsandstein, die beiden jüngeren Schichtglieder des mittleren Mittelkeupers (Dunkle Mergel u. Elie-de-Beaumont-Dolomit) fallen dort aus (Abb. 16).

Erst in den Randzonen des Beckens bilden sich Luxemburger Zentralgraben, Luxemburger Zentralschwelle und Graben von Thionville als subsidenzkontrollierende Elemente ab (Tafel 7/3). So treten im Bereich der Sauer-Schleife zwischen Wallendorf und Bollendorf-Echternach, d.h. im Nordost-Teil des Luxemburger Zentralgrabens, mit mindestens 10 Metern (ZELLER 1966, HURLER 1968) ebenfalls vergleichsweise hohe km3R-Mächtigkeiten auf.¹⁾

Mit zunehmender Entfernung von der Achse des Luxemburger Zentralgrabens nehmen die km3R-Mächtigkeiten deutlich ab. Im nordwestlichen Gutland erreichen sie lediglich bis etwa 2 Meter. Eine Nachzeichnung der Ardennen-Südrandzone ist nicht zu beobachten. Die

¹⁾ Eine zwischen Reisdorf und Bollendorf, d.h. über die gesamte Breite des Luxemburger Zentralgrabens gleichbleibende km3R-Mächtigkeit von 10 Metern (Pauschal-Angabe im Kartierbericht HURLER 1968) ist recht unwahrscheinlich. Hinweise auf variierende Subsidenzraten lassen sich aus den Angaben zur Farbgebung dieser Serien ableiten. Nach HURLER 1968 herrschen in den dortigen Roten Gipsmergeln graue Farbtöne vor, eine Ausnahme bildet das Gebiet um Bollendorf, wo rote Farben auftreten. Wahrscheinlich dokumentiert sich darin eine fazieskontrollierende Wirkung des Luxemburger Zentralgrabens; die Region um Bollendorf ist dem östlichen Randbereich dieser Struktur zuzuordnen: Der zentrale Senkungsbereich war häufiger wasserbedeckt und es stellten sich reduzierende Bedingungen im Beckenbodensediment ein.

Rote Gipsmergel-Serien Nordost-Luxemburgs werden in westlicher Richtung deutlich geringer mächtig, im Profil der Oberen Schankengriecht fehlen sie entweder oder liegen als stark reduzierte, faziell nicht mehr vom höchsten Schilfsandstein abtrennbarer Randausläufer vor (Tafel 6). In Nordwest-Luxemburg fallen sie gänzlich aus. Auch nach Südosten hin, in Annäherung an die Luxemburger Zentralschwelle, reduzieren sich die Mächtigkeiten. Den Minimalwert bilden die nur 2,4m mächtigen Roten Gipsmergel am Berg 'Tull' bei Echternach (ZELLER 1966). In der Region südlich Betzdorf-Olingen, in der Südflanke der Luxemburger Zentralschwelle, erscheinen lediglich 5m mächtige km3R-Serien (WIBOWO 1967). Ähnlich wie im Schilfsandstein (Tafel 7/3) zeichnet sich eine Zweiteilung der Schwellenregion durch einen diagonal streichenden Spezialgraben ab. Darauf deuten die km3R-Mächtigkeiten südlich und östlich von Bech (5-7m: SABBAGH 1967) und die nordwestlich von Rodenburg kartierten km3R-Werte von 13 bzw. 16-18 Metern (DITTRICH 1984).

Ein weiteres Zentrum relativ hoher km3R-Mächtigkeiten liegt im Bereich des Grabens von Thionville. Die Werte schwanken hier zwischen 15 und 30 Metern, meist liegen sie bei 20-25m. Unterschiedliche Setzungsbeträge — bedingt durch den jeweiligen Gipsanteil der Tonmergelserien — haben hier zur kleinräumigen Differenzierung der Mächtigkeiten beigetragen. Am 'Meesbiërg' zwischen Wellenstein und Schwebsange erwähnte VON HOYER 1967 ein 30m mächtiges Gips-Lager der Roten Gipsmergel; die Mächtigkeit der gesamten km3R-Abfolge sollte demnach 30 Meter deutlich übersteigen. Dies steht in Einklang mit der strukturellen Position dieser Lokalität im zentralen Bereich des Grabens von Thionville. Insgesamt zeichnet sich ein weiträumiges Senkungsfeld ab, das weit über die Bruchlinie Mondorf-Wasserbillig als nordwestliche Randstörung der heutigen Grabenstruktur hinausreicht.

Auch in der Verteilung der Gips-Lager zeichnen sich die genannten Struktur-Einheiten ab. Dies gilt zumindest für die randlichen Beckenzonen. Dort konzentrieren sich die größeren Gips-Vorkommen auf die Senkungsfelder des Luxemburger Zentralgrabens und des Grabens von Thionville, im weiteren Bereich der nordöstlichen Luxemburger Zentralschwelle fehlen sie. Interessant sind die Unterschiede in der stratigraphischen Position der Gips-Lager. Im Bereich des Zentralgrabens häufen sich Gipsvorkommen im unteren und mittleren Teil der km3R-Abfolge. Dies zeigt im wesentlichen das Profil Den Haff/Steinsel, bestätigt durch die Profile Lintgen (Tafel 6) und Bofferdange (MERTENS 1982), weniger deutlich auch durch die Bohrung Rebiërg. Auch die Verteilung ehemaliger Gipsgruben südlich Steinsel deutet darauf hin.

Die Gipsvorkommen des km3R im Bereich des Luxemburger Zentralgrabens wurden bisher fälschlich dem Steinmergelkeuper zugeordnet. So glaubte LUCIUS 1948 (S. 105/6) in Anlehnung an GOETZ 1914 Rote Gipsmergel ausschließlich im Süden und Osten des Lias-Plateaus nachweisen zu können. Im Bereich des Alzette-Tales legte er die unmittelbare Auflagerung von Steinmergelkeuper auf Schilfsandstein zugrunde und kartierte — in Ermangelung einer nennenswerten Sandstein-Abfolge — zwischen Lorentzweiler und Beggen äußerst mächtigen Steinmergelkeuper mit zahlreichen Gipslagern (vergl. geol. Blatt Luxemburg u. LUCIUS 1948 S. 106). MERTENS 1982 und MIES 1982 schlossen sich bei der späteren Revisionskartierung LUCIUS an und versäumten die Auskartierung einer Liegendgrenze des Steinmergelkeupers an den Talhängen der Alzette. Inzwischen ist jedoch die Existenz der Roten Gipsmergel im Norden des Lias-Plateaus nicht mehr in Frage zu stellen. Entsprechende Serien konnten von Echternach im Osten bis weit ins nordwestliche Gutland hinein nachgewiesen werden (vergl. die neuen geol. Meßtischblätter Echternach, Beaufort und Mersch).

Das Den Haff-Profil südlich von Steinsel (Tafel 6) ermöglicht erstmals einen genaueren Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse des mittleren Alzette-Tales. Die sichere Identifikation der Basis des Steinmergelkeupers führte hier zur Einengung der km3St-Mächtigkeiten auf Werte zwischen 55 und 75 Metern. Konsequenterweise ist ein Teil der von LUCIUS und MIES an den Hängen der Alzette kartierten Gipslager den Roten Gipsmergeln zuzuordnen.

Im Bereich des Grabens von Thionville zeigt sich demgegenüber eine Häufung von Gips-Lagern am Top der Roten Gipsmergel (VON HOYER 1967, BERNHARDT 1974, BERNERS 1985). Die Gips-Gehalte übertreffen hier die des unteren Steinmergelkeupers (WETZELAER 1977).

Demnach ist mit einer ungleichmäßigen Senkungstendenz beiderseits der Luxemburger Zentralschwelle zu rechnen. Die für die Entstehung größerer Gips-Anhäufungen erforderliche verstärkte Subsidenz war zunächst im Bereich des Zentralgrabens, später dann im Umfeld des Grabens von Thionville gegeben.

II.5.4. Steinmergelkeuper («km3»)

Der Steinmergelkeuper des Untersuchungsgebietes bildet ein 15-112m mächtiges Paket wechselnd dolomithaltiger graubunter Mergel und vereinzelt eingeschalteter Dolomite ('Steinmergel'). Die Sandgehalte bleiben vernachlässigbar gering. Zwischen stark tonigen und stark dolomitischen Gesteinen zeigen sich im Verband oft fließende petrographische Übergänge. Die Dolomite zeigen Karbonatgehalte von bis über 70%, maximal bis zu 96%. Es sind meist sehr feinkörnige, dichte Gesteine. Die Größe der Dolomitkristalle schwankt zwischen 3 und 5 μ (SPIES 1982).

Selbst in den nordwestlichsten Bereichen des Untersuchungsgebietes fehlt eine grobklastische Randfazies des Steinmergelkeupers, gröbere Fraktionen beschränken sich auf eine Feinsandkomponente und vereinzelte millimeter-große Quarz- und Quarzit-Gerölle.

Bei der von WAGNER 1982 (S. 123, 137, 142-3, Profil 50) als Vertreter des Steinmergelkeupers beschriebenen mächtigen Konglomeratsuite am Leiberg bei Reichlange handelt es sich um eine Verwechslung mit den grobklastischen Serien des liegenden Pseudomorphosenkeupers. Mit einer entsprechend veränderten stratigraphischen Einstufung wird auch die dort kartierte Störung entbehrlich.

II.5.4.1. Stratigraphische Neubewertung des Steinmergelkeupers

Zwischen der traditionell als Basis definierten ersten Steinmergelbank im Liegenden und dem sandig-pelitischem Rhät im Hangenden bildet der Steinmergelkeuper (neues Symbol: 'km3St', s. dazu Kap. II.5.3.1.) eine gut kartierbare Einheit. In allen bisherigen geologischen Kartenwerken — zuletzt im Maßstabsblatt Remich von 1985 — wurde er als in sich unegleicher Schichtkomplex ausgeschieden.

Auch in Nordwest-Deutschland ist in entsprechender stratigraphischer Position ein 'Steinmergelkeuper'-Paket ausgebildet; vom unterlagernden Schichtglied der Roten Wand wurde es anhand der ersten Dolomitbank abgegrenzt (DUCHROW 1968). Eine entscheidende Neuerung der stratigraphischen Betrachtungsweise ergab sich mit der Arbeit von WILL 1969, er wertete das innerhalb des Steinmergelkeuper-Paketes beckenweite Ausklängen der Gipsführung als wichtige Zäsur, als Zeichen überregionaler geographischer Veränderungen. WILL trennte den unteren, noch gipsführenden Teil ab und faßte ihn gemeinsam mit den Serien der Roten Wand als 'Oberen Gipskeuper' zusammen (Tab. 3). Die oberhalb der Salinarführung gelegenen Serien von Steinmergelkeuper und Rhät vereinigte er als 'Oberkeuper'. SCHRÖDER 1982 betonte die Bedeutung der durch das Ende der Gipsführung markierten 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' für den tektonischen Werdegang und die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens. Den bis zum Rhät ('Rätkeuper-Folge') verbleibenden Teil des Steinmergelkeupers hielt er als eigenständige Einheit ('Dolomitmergelkeuper-Folge') aus. Auch DUCHROW 1984 teilte den ursprünglichen Komplex des Steinmergelkeupers an der 'Wehrendorf-Seklundenz' in eine untere gipsführende Partie und einen oberen, gipsleeren bzw. -armen Teil auf. An der Grenze zwischen den ehemaligen Schichtgliedern Rote Wand und Steinmergelkeuper benannte er die 'Kortenberg-Seklundenz'. Sie markiert eine Phase verstärkter tektonischer Aktivität im Vorfeld der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' (Kap. III.2.). Die basalen Dolomite des Steinmergelkeupers sind die ersten nach Abschluß der Bewegungen wieder beckenweit abgelagerten Sedimente. Der von 'Kortenberg-' und 'Wehrendorf-Seklundenz' umschlossene, gipsführende Teil des Steinmergelkeupers (Tab. 3) wurde von DUCHROW 1984 als 'Rischenau-Formation' ausgeschieden. Sie bleibt generell auf stark absinkende Beckenareale beschränkt. In Schwellenzonen und Randbereichen des Beckens verschwindet sie unter der stratigraphisch weit hinuntergreifenden Diskordanz der 'Wehrendorf-Seklundenz'.

In Süd-Eifel und Luxemburg folgen über den Roten Gipsmergeln, dem Äquivalent der Roten Wand, nicht erst die gipsleeren bzw. gipsarmen Serien des höheren Steinmergelkeupers ('Dolomitmergelkeuper'), stattdessen schalten sich mächtige Abfolgen stark gipsführender Steinmergelkeuper-Schichten ein. Offenbar liegt hier eine relativ vollständige Steinmergelkeuper-Abfolge vor, wie sie für bedeutende Senkungszonen des Germanischen Beckens typisch ist.

Zur Vereinheitlichung der germanischen und luxemburgischen Keuper-Stratigraphie soll hier der basale Teil des km3St als eigenständige stratigraphische Einheit ('km3St1', 'Unterer Steinmergelkeuper') abgegrenzt werden. Er entspricht der nordwest-deutschen 'Rischenau-Formation' und wird nach oben hin von der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' ('Wehrendorf-Seklundenz') begrenzt. Die Obergrenze der germanischen 'Obere Gipskeuper-Folge' (SCHRÖDER 1982, Tab. 3) läßt sich dann bis in die luxemburgische Region verfolgen.

Die Notwendigkeit einer weiteren Untergliederung des luxemburgischen Steinmergelkeupers ergibt sich bei der Berücksichtigung der Gegebenheiten im stratigraphischen Grenzbereich Mittelkeuper/Oberkeuper Nordwest-Deutschlands. Die dort auftretende 'Rinteln-Formation' (DUCHROW 1984) weist sowohl fazielle Merkmale des Steinmergelkeupers als auch des Rhäts auf. So sind diese Serien mal diesem (z.B. WILL 1969), mal jenem (z.B.

DUCHROW 1965/68 südöstl. Lipper Bergland (vereinfacht)		WILL 1969 Nordwest-Deutschland		SCHRÖDER 1982 Germ Becken allgem. (DDR-Standard)		DUCHROW 1984 Lipper, Osnabrücker u. Leine-Bergland (vereinfacht)		DITTRICH 1989 Luxemburg, Süd-Eifel, Saargau		MÉGNIEN 1980 Lothringen		
Oberer Keuper / Rhätkeuper	Keuper	Rhät- keuper	Triletes- Schichten Contorta- Schichten	Rätkeuper- Folge	Exter- Gruppe	Vahlbruch-F.	Meiborrsen-Gl. Ottenstein-Gl.	Oberer Keuper	Oberes Rhät		Rhétien	Argiles de Levallois
		Stein- mergel- keuper	elegans- Zone Postera- Schichten prima- Zone			Dolomit- mergel- keuper- Folge	Detmold- Gruppe		④ Oeynhausen-F.	Holtrup-Glied Deesberg-Gl.		Unteres Rhät
Rinteln-F.	Bögerhof-Glied Herford-Glied											
Saurichthys- Schichten	AKHD		Weser- Gruppe	③ Magdeburg-F. Kielsberg-F.	Steinbach - Glied Hagedorn - Glied Valdorf - Glied Egge - Glied	Mittlerer Keuper Mittelkeuper	Stein- mergel- keuper	Oberer	Marnes irisées Marnes irisées supérieures	Argiles bariolées dolomitiques		
				② Rischenau-F.	Henkenbrink-Gl. Biesterfeld-Gl.			Mittlerer				
Mittlerer Keuper (Gipskeuper i.w.S.)	Oberer	Oberer Gipskeuper	Obere Gipskeuper- Folge	Weser- Gruppe	① Polle-Formation	Friedland - Glied Köllergrund - Glied Lehrberg - Glied Eckberg - Glied	Unterer	Argiles de Chanville				
Stein- mergel- keuper	Mittlerer Keuper				Rote Gipsmergel							
Rote Wand												

Tab. 3: Stratigraphische Gliederung des höheren Keupers (AKHD: 'Altkhmmerische Hauptdiskordanz', ①: 'Kortenberg-Sekludenz', ②: 'Wehrendorf-Sekludenz', ③: 'Holhöfen-Sekludenz', ④: 'contorta-Transgressions-Diskordanz').

DUCHROW 1968) zugeordnet worden. DUCHROW 1984 trennte diese Abfolge vom Steinmergelkeuper im engeren Sinne durch die sogenannte 'Holhöfen-Sekludenz' ab und faßte sie mit den ehemaligen 'Rhätkeuper'-Serien in der sogenannten 'Exter-Gruppe' zusammen. Eine solche stratigraphische Bewertung der 'Rinteln-Formation' steht in Einklang mit den Befunden von LUND 1977, der bereits typische Rhät-Mikroflora in diesen Serien (genauer: den von WILL definierten *postera*-Schichten) nachweisen konnte.

Eine vergleichbare Situation besteht in Luxemburg. Auch hier zeigt der oberste Teil des Steinmergelkeupers deutliche Anklänge an die Rhät-Fazies. ADLOFF & DOUBINGER 1982 registrierten bei einer mikropaläontologischen Bearbeitung von Flachbohrungen südlich Mersch, daß sich beim lithologischen Umschlag zur Rhät-Fazies kein markanter palynologischer Wechsel vollzieht. D. SPIES (mündl. Mitt., vergl. auch ACHILLES, BELOW & SPIES, in Vorb.) fand in Bohrkernproben südlich Mersch 1,2m unterhalb der lithologischen k01-Auflage rhätische Palynomorphae (z.B. *Rhaetipollis germanicus* (SCHULZ 1967) SCHUURMANN 1977). Offenbar trug der spärliche Pflanzenbewuchs der Festländer schon rhätische Züge, als die sedimentologische Situation innerhalb des Beckenraumes noch an die Fazies des Steinmergelkeupers anlehnte.

Die stratigraphische Zwitterstellung des obersten Steinmergelkeupers gilt also ebenso für den Luxemburg-Lothringer wie auch für den germanischen Raum. Die nordwest-deutsche 'Rinteln-Formation' wurde von DUCHROW 1984 als ein zum liegenden Evaporit-Dolomitkeuper faziell vermittelndes Element des Oberen Keupers bezeichnet.

Eine separate stratigraphische Ausgliederung dieser Schichteinheit vom Steinmergelkeuper im engeren Sinne scheint also geboten. Da die Abgrenzung des luxemburgischen 'Rinteln'-Äquivalentes in der Praxis noch einige Probleme bereitet (Kap. II.5.4.1.c.), soll hier die Kartier- und Namenseinheit des Steinmergelkeupers gewahrt bleiben; die fraglichen Top-Serien werden als 'Oberer Steinmergelkeuper' ('km3St3') dem Steinmergelkeuper i.e.S. ('Mittlerer Steinmergelkeuper', 'km3St2') gegenübergestellt.

Das Steinmergelkeuper-Paket Luxemburgs alter Fassung besteht somit aus drei unterschiedlichen Schichteinheiten, die unter verschiedenen paläogeographischen Bedingungen abgelagert wurden. Da der luxemburgische Steinmergelkeuper zwischen Basis-Dolomitbank und sandig-pelitischem Rhät bisher als Einheit betrachtet worden ist, beziehen sich Zuweisungen petrographischer und paläontologischer Eigenschaften meist auf das gesamte Schichtpaket. Dies hatte wiederholt zu Unstimmigkeiten geführt.

MULLER 1974 ordnete dem Steinmergelkeuper nach Untersuchung des oberen Teils generell ein marin-brackisches Milieu zu. Die Tonmineralspektren des obersten Steinmergelkeupers (z.B. MULLER, PARTING & THOREZ 1973, BINTZ et al. 1979, HEILMANN 1979, BAUMEISTER 1979, SPIES 1982, MERTENS 1982, HOLLMANN 1984) wurden ebenfalls auf den gesamten km3St extrapoliert. Es dokumentierte sich eine verarmte, nahezu ausschließlich von schlecht kristallisiertem Illit beherrschte klastische Tonmineral-Assoziation. Spätere, vom liegenden Mittelkeuper ausgehende Tonmineral-Untersuchungen vermittelten ein gänzlich anderes Bild des Steinmergelkeupers. In den unteren Metern des km3St östlich

von Bissen fanden sich hochsalinare, weitgehend rekonstituierte Mineralphasen, neben gut kristallisierten Illiten und Chloriten auch Corrensit in erheblichen Mengenanteilen (DITTRICH 1982). Es spiegelt sich die fazielle und stratigraphische Mehrdeutigkeit des km3St-Paketes, dessen untere Partien noch dem Oberen Gipskeuper unterhalb der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' zugeordnet werden müssen.

II.5.4.1.a. Unterer Steinmergelkeuper (km3St1)

Die Basiszone des Steinmergelkeupers ist über weite Entfernungen in nahezu unveränderter Ausbildung zu verfolgen (DITTRICH 1984). Häufig folgt über oliv- oder dunkelgraugrünen, wechselnd siltig oder sandigen, teilweise auch glimmerführenden Mergeln eine mehrere Dezimeter mächtige Steinmergeldolomit-Abfolge.

Es zeigen sich deutliche Parallelen zu den Beschreibungen der basalen 'Rischenau-Formation' Nordwest-Deutschlands von DUCHROW 1984. Das dortige 'Biesterfeld-Glied' (Tab. 3) wird als Abfolge dunkelgrauer, z.T. olivfarbener, meist siltiger Mergel mit zahlreichen Steinmergeldolomiten charakterisiert. Auch Residuen ehemaliger Sulfatknollen werden erwähnt.

Die hohen Ton-, Quarzsilt- und Glimmer-Gehalte der km3St1-Basisabfolgen belegen ein vergleichsweise hochenergetisches hydrodynamisches Milieu, bei dem der feinklastische Verwitterungsschutt der Ufersäume abgeschwemmt und weiträumig umverteilt wurde.

Die km3St1-Basis-Dolomitfolge innerer Beckenbereiche besteht aus einem engen Wechsel von Steinmergeldolomiten und dünnen Zwischenlagen grauer, grünlicher, seltener auch rötlicher Mergel. In den Profilen Den Haff/Steinsel und Rebiere wurden Rippelmarken, klein- bis mitteldimensionale Schrägschichtungsgefüge und mikritische Füllungen kleinerer Rinnen mit asymmetrischem Querschnitt beobachtet (Profil Den Haff: 1,2m breit, 10cm tief). In den nordwestlich gelegenen Profilen Obere Schankengrieche und Attert (Tafel 6), wo der Basisdolomit des km3St1 generell als enge Wechselfolge siltigen Dolomits mit dolomitischem Siltstein ausgebildet ist, erscheinen bis 4cm-starke Lagen und Linsen eines fein- bis grobkörnigen Sandsteins mit Dolomit- und Mergel-Intraklasten und bis 6mm-große Quarz- und Quarzit-Gerölle. Auch Schrägschichtung, rinnenhafte Einschnidung an der Basis und bis 15cm große Mergelgerölle (Profil Attert) kommen vor.

Ein stark variierendes Energieniveau wird deutlich; gelegentliche Hochenergie-Ereignisse überprägten das Gefüge des ursprünglich in feiner Horizontalschichtung abgelagerten Karbonatschlammes. In Episoden kurzfristig erhöhten Süßwasser-Andrangs in das Becken, ausgelöst durch überdurchschnittlich starke Regenfälle, konnten gröbere terrigene Klastika antransportiert werden. Selbst in randnahen Positionen blieben jedoch die maximalen Korndurchmesser gering; dies ist wohl einem relativ niedrigen Reliefgradienten der Hinterländer zuzuschreiben.

Die Wassertiefen waren generell sehr gering. Hinweise auf gelegentliches Trockenfallen sind die in den Profilen Attert (BOCK & WAGNER 1986) und Den Haff/Steinsel beobachteten dezimeter-großen regelmäßigen hexagonalen Schrumpfung-Polygone auf den Dolomit-

Schichtflächen der Basiszone (ähnliches deutet sich auch in den Bohrkernen des Rebiereg-Profiles an). Mit ihren verhärteten Stegen erinnern sie an die Trockenriß-Polygone, wie sie sich bei absinkendem Wasserstand auf ariden Salztonebenen ausbilden (ABELE 1985, vergl. auch HAUSCHKE 1987: «tepeeartige Strukturen» u. BOCK et al. 1987).

Im Basisdolomit des belgischen Attert-Profiles (Tafel 6) dokumentieren bis 20cm große, mit Dolomitkristallen ausgekleidete langovale Hohlräume ehemalige Sulfatknollen. Steinsalz-pseudomorphosen an der Basis dieser Dolomitbank (BOCK & WAGNER 1986) deuten auf regressive, hochsalinare Bedingungen. Auch VIETH 1976 und WETZELAER 1977 beschrieben Drusen in Steinmergeldolomiten. Teile des Beckens gerieten demnach im Verlauf regressiver Phasen in die paläogeographische Position des Supratidals. Dort kam es zur Platznahme zentimeter-großer Anhydritknollen im noch weichen Karbonatschlick (vergl. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977, S. 386/7). Ein weiteres Zeugnis einer frühen Diagenese im Supratidalsbereich sind millimeter-große, im Dolomit feinverteilte Anhydrit-Einschlüsse (vergl. etwa WOOD & WOLFE 1969). Deren Relikte verleihen einigen km³St1-Dolomiten in Obertage-Profilen ein eigentümlich gesprenkeltes Aussehen.

Schwankende Salinitäten durch den wechselnden Einfluß terrestrischer Süßwässer werden nachgezeichnet durch kollabierte Gefüge ursprünglich Sulfatknollen-führender Dolomite, die noch während der Frühdiagenese einer Ablaugung ausgesetzt waren; dies deuten die Befunde von SCHNEIDERS 1986 und BOCK et al. 1987 an.

Die insbesondere an der Steinmergelkeuper-Basis gelegentlich auftretenden Intraklast-Dolomite von geringer lateraler Reichweite zeugen von ehemaligen Strömungskanälen, die sich einige Dezimeter tief in liegende Serien einschneiden konnten. Ein Beispiel dafür erwähnte DITTRICH 1984 bei Colmar. Die ursprüngliche Wechselschichtung von hellen, zentimeter-mächtigen Dolomitlagen mit Rippelmarken und Schrumpfrissen und fein linsengeschichteten Mittel- bis Grobsandsteinen, die durchsetzt sind mit kleinen gut gerundeten Dolomit- und Mergel-Intraklasten und wenigen bis 1,5cm großen Quarzitgeröllen, geht darin über in ein völlig von Intraklasten beherrschtes Gefüge. Die großen, bis 10cm langen Dolomit- und Mergelkomponenten sind oft fladenförmig, z.T. auch ausgelängt. Gestauchte Stirnflächen zeigen sich ebenso wie an Hindernissen umgebogene Fronten und ineinandergedrückte Komponenten. Demnach waren sie während der Umlagerung noch unverfestigt, ein längerer Transport ist auszuschließen. Die in der näheren Umgebung anzutreffenden mittelräumig schräggeschichteten Dolomite und dünnplattigen Sandsteine deuten ebenfalls auf eine ehemalige Strömungsrinne an dieser Stelle. Andere Beispiele wurden von BOCK et al. 1987, BAUM 1989 und MÜLLER 1989 beschrieben.

Die schon aus den Roten Gipsmergeln beschriebenen Zyklen mit ihrer charakteristischen Abfolge zunächst stark toniger, dann vermehrt dolomit- und gipsführender Mergel setzen sich in ähnlicher Weise im Unteren Steinmergelkeuper fort. Innerhalb der Basis-Abfolge des km³St1 treten allerdings Ton- und Gips-Gehalte dieser Zyklen zugunsten von Karbonat zurück.

In Obertage-Aufschlüssen der km³St1-Basis-Abfolge innerer Beckenbereiche erscheinen häufig auffallend weiß-gefärbte und poröse Karbonat-Bänke im Topbereich der genannten

Zyklen (Profil Lintgen und Den Haff/Steinsel). Meist sind sie von Fasergips durchzogen und mit zahlreichen Kalzitknauern durchsetzt; gelegentlich sind laterale Übergänge in normale, dichte Dolomitmergel zu beobachten. Es handelt sich um kalzitische Verwitterungsprodukte ehemaliger Dolomit/Sulfat-Mischgesteine (stark dolomitische, mit Sulfatkonkretionen durchsetzte Mergel), wie sie sich in der Tiefbohrung Rebiert am Top zyklischer Abfolgen erhalten haben.

Gips-Auslaugung bis hin zum Kollaps des Primärgefüges der Mergel und die genannten kalzitischen Gesteine treten bevorzugt im stratigraphischen Umfeld der Basis-Dolomitfolge auf. Siltlagen und die meist stark geklüfteten Dolomitbänke ermöglichten hier den Zutritt von Oberflächenwässern und eine intensive Verwitterung. Demgegenüber blieben oft nur wenige Meter (Profil Steinsel: ca. 2,5m) unterhalb der km3St1-Basis, in den relativ dichten Tonmergeln des km3R, Sulfatkonkretionen unmittelbar unter der Erdoberfläche unabgelaut erhalten.

Maßgebliches Faziesmerkmal der basalen Serien des Steinmergelkeupers ist deren hoher Gehalt an Evaporiten (Kap. II.5.4.1.). Gips des km3St1 wurde im Bereich des mittleren Alzette-Tales (i.w. zwischen Helmsange und Heisdorf) sowie im südöstlichen Luxemburg ober- und teilweise auch im Stollenbau abgebaut (vergl. auch GOETZ 1914). GOOS et al. 1966 erwähnten bis 5 Meter mächtige Gips-Lager. Im Profil der Bohrung Rebiert erscheinen neben Sulfatkonkretionen in stark variierenden Größen und Erscheinungsformen auch sechs bis 70cm mächtige Gipsbänke.

LUCIUS 1948 (S. 106) beschrieb das Fehlen jeglicher Gipsvorkommen im Steinmergelkeuper nördlich des Lias-Plateaus. Das massenhafte Vorkommen von Kalzit- oder Dolomitknauern auf Äckern, in Baugruben und sogar in mehrere Zehner Meter tiefen Gründungsbohrungen zwischen Mersch und Colmar deutet allerdings auf ehemals erhebliche Gipsgehalte des basalen Steinmergelkeupers hin. Im Bohrgut zweier Tiefbohrungen ließ sich Steinsalz nachweisen. So lieferte die Bohrung Cessingen neben Gips und «blauem Anhydrit» auch Salzsole, im Profil der Adelheidquelle bei Mondorf fanden sich Anhydrit-, Gips- und Steinsalz-Gehalte (Protokolle zit. in LUCIUS 1948). GERVAIS (Dipl.-Arb., in Vorb.) beschrieb aus Obertage-Profilen Nordwest-Luxemburgs mehrere Merkmale einer ehemaligen Steinsalzföhrung; neben Salinareinschlüssen in neugebildeten Quarz-Körnern traten Hohlräume in Form idiomorpher Steinsalz-Kristalle im Dolomitmikrit auf.

Noch in relativ randfernen Arealen schalten sich im km3St1 einzelne dünne Sandsteinbänkchen ein. Zahlreiche Steinsalzpseudomorphosen belegen eine Entstehung bei äußerst geringer Wasserbedeckung. Es sind wohl ehemalige dünne Sandauflagen, deren Schüttung und Umverteilung innerhalb des Beckenraumes im Zusammenhang mit kurzfristig verbesserten, schichtflutenartigen Strömungsbedingungen stand.

Petrographisch handelt es sich um feinplattige glimmerführende dunkel-(grün-)graue Silt- bis Feinsandsteine, als Folge frühdiagenetischer Silifizierungsprozesse (vergl. dazu Kap. II.5.3.1.b.) oft quarzitisches-hart, teilweise auch dolomitisch. Sie erreichen eine Stärke von 1 bis 4 Zentimetern und bilden häufig dezimeter-mächtige Wechselfolgen mit dunklen, grün-grauen Mergelzwischenlagen auf den welligen Schichtoberflächen. Das Interngefüge wechselt zwischen feiner Horizontalschichtung und sandig-mergeliger Flaserschichtung, auf den Schichtflächen zeigen sich teilweise auch Wühlspuren oder kleine dunkelgraue Mergelgerölle.

Im Profil der Bohrung Rebiert fehlen jegliche Sand-Einschaltungen im km3St1. Demnach lag dieses südwest-luxemburgische Profil außerhalb der Reichweite sandanliefernder Strömungen.

Charakteristisch für die nordwestliche Randfazies des unteren Steinmergelkeupers ist ein erheblicher Palygorskit-Gehalt (vergl. LEVELT 1965, BOCK & WAGNER 1986). GERVAIS beispielsweise (Dipl.-Arb., in Vorb.) beschrieb im belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet dieses hochsalinare Kettensilikat als eines der Hauptbestandteile der km3St-Tonfraktion und rekonstruierte eine Abnahme der Palygorskit-Gehalte von Westen nach Osten.

Fossilfunde im Steinmergelkeuper sind selten. Eine sichere stratigraphische Zuordnung der spärlichen Literaturangaben zum km3St1 war nur in einzelnen Fällen möglich. Danach beschränken sich Relikte von Fauna und Flora maßgeblich auf die Steinmergeldolomitbänke. Seltene kohlige Schichtüberzüge und nicht näher bestimmte Pflanzenabdrücke repräsentieren die Flora. In der Fauna dominieren kleinwüchsige Schnecken in Steinkern-Erhaltung (vergl. auch BERNERS 1985). BLANKENHORN 1885 (zit. in LUCIUS 1948, S. 107) beschrieb aus einem Profil des km3St1 bei Echternach kleine Exemplare von *Natica turbulina* v. MÜNST. und *Corbula keuperina* QU. sp.. Ein fragliches Exemplar der Gattung *Natica* erwähnte auch NEUMANN-REDLIN 1966. Vertebraten-Reste beschränken sich auf Fischschuppen. Diese fanden sich insbesondere innerhalb Intraklasten-führenden Aufarbeitungshorizonten, beispielsweise bei Bofferdange (MERTENS 1982) oder bei 'Faulsang' südlich Steinsel im Bereich der Basisdolomitfolge. Eine allgemeingültige Aussage über die Lebensbedingungen des km3St1 ist daraus kaum abzuleiten, wahrscheinlich unterlagen sie einem ständigen Wechsel. Kleinere Ingressionen brachten eine Verdünnung der salinaren Beckenwässer und damit günstigere Lebensbedingungen.

II.5.4.1.b. Mittlerer Steinmergelkeuper (km3St2)

Wichtigste Voraussetzung zur Identifikation der Grenze Unterer/Mittlerer Steinmergelkeuper ist die Fixierung des obersten Evaporithorizontes innerhalb der km3St-Abfolgen (vergl. Kap. II.5.4.1.). Zusätzliche Anhaltspunkte liefern die Schichtbeschreibungen des nordwestdeutschen Keupers von DUCHROW 1984. Das erste Schichtglied oberhalb der 'Wehrendorf-Sekundenz', das sogenannte 'Valdorf-Glied' (Tab. 3), wurde dort charakterisiert als Abfolge grauer, mattgrüner oder oliv-farbener Mergel, deren untere zwei Drittel durch einige Steinmergelbänke und dunkelgraue Tonsteinlagen gekennzeichnet sind.

Für eine Korrelation der Schichtenfolgen Nordwest-Deutschlands mit denen des Luxemburger Raumes bestehen im Profil der Bohrung Rebiert gute Voraussetzungen. Da es einem relativ beckenzentralem Bereich entstammt, ist eine recht vollständige Dokumentation der Schichtenfolge zu erwarten. Die beschriebene Abfolge des 'Valdorf-Gliedes' läßt sich darin wiedererkennen. Oberhalb der letzten sulfatknollenführenden Mergel beginnen dort bei Profilmeter 374,25 mittel- bis dunkelgraue Pelitserien mit einigen Dolomitbänkchen (Tafel 6).

Die 65cm mächtigen grauen Dolomitmergel bei Profilmeter 374,25 bis 374,90 könnten ein Äquivalent des von DUCHROW 1984 aus relativ vollständigen Idealprofilen beschriebene-

nen 'Egge-Gliedes' darstellen, welches stratigraphisch noch unterhalb des 'Valdorf-Gliedes' anzusiedeln ist. DUCHROW beschrieb diese Serien als rotbraune, seltener auch grünlich gefärbte massige grobscherbige Mergel und deutete sie als Randausläufer der Klastika des nach den Altkimmerischen Bewegungen reliefbelebten Vindelizischen Landes. Da diese Abfolgen schon oberhalb der 'Wehrendorf-Seklundenz' eingeordnet wurden (Tab. 3), obwohl erst das 'Valdorf-Glied' eine flächige Verbreitung aufweist, kommt ihnen wohl eine ausgleichende Funktion zu. Indem sie das von den Altkimmerischen Bewegungen geschaffene Beckenrelief verfüllten, schufen sie die Ausgangssituation für die weitflächige und gleichmäßige Ablagerung des 'Valdorf-Gliedes'. Eine Herkunft vom Vindelizischen Land ist für das luxemburgische Äquivalent nicht zu erwarten, eine entsprechende Entwicklung mit einer geringfügig verstärkten Reliefenergie des ardennischen Hinterlandes und einer Verfüllung tieferer Teilzonen des Beckens ist jedoch ohne weiteres denkbar. Die Ausbildung eines 'Egge'-Äquivalentes im beckenzentralen Rebiereg-Profil ist nicht unwahrscheinlich. Die Grenze km3St1/km3St2 ('Wehrendorf-Seklundenz', 'Altkimmerische Hauptdiskordanz'), wäre demnach bei Profilmeter 374,9 zu fixieren.

Abgesehen vom Rebiereg-Profil stehen nur wenige zur Abgrenzung km3St1/km3St2 geeignete Profile zur Verfügung. Die Protokolle der alten Tiefbohrungen von Mondorf und Cesingen enthalten nur spärliche Angaben zur Gesteinsausbildung. Im Profil der Mondorfer Kindquelle etwa beschränkt sich die Beschreibung von 75 Metern Steinmergelkeuper auf eine einzige Zeile. Es verbleiben die Obertage-Profile mit ihren aufschlußbedingten Ungenauigkeiten und ihren durch Ablaugungsprozesse verursachten Mächtigkeitsverfälschungen. So wurde das Profil des Neubaugebietes Den Haff bei Steinsel (Tafel 6) aus einer Vielzahl einzelner Baugruben-Profile zusammengesetzt. Wegen der kleinräumig gewellten Schichtlagerung dieser Region und z.T. recht weiten Entfernungen zwischen den Einzelprofilen müssen hier (im unteren Teil) gewisse Anschluß-Fehler in Kauf genommen werden.

Dessen ungeachtet lassen sich die aus der Bohrung Rebiereg bekannten Schichtpartien relativ gut mit Steinsel korrelieren. Abweichungen ergeben sich vornehmlich aus dem fortgeschrittenen Verwitterungsgrad des Obertageprofils. Die ehemalige stratigraphische Reichweite der Sulfatknollen-Vorkommen — und damit die Obergrenze des km3St1 — ist hier nur indirekt über Dolomit- oder Kalzitknauern, brekziierte Lagen oder kleine kieselige Konkretionen in den teilweise rotgefärbten Mergeln zu ermitteln. Darüber folgt eine graugetönte Dolomitmergel-Suite mit stark schwankenden Dolomitgehalten, in die sich dünne, teilweise linsig-knollige Steinmergeldolomitbänke einschalten. Die fragliche Sequenz wird hier als Äquivalent des ('Egge-'? und) 'Valdorf-Gliedes' aufgefaßt.

Im Rebiereg-Profil erscheint oberhalb des 'Valdorf'-Äquivalentes eine 30cm mächtige dolomitisch-mergelige Bank mit augenfällig knollig-brekziösem Gefüge. Nach stratigraphischer Position und Habitus erinnert sie an das 'Hagedorn-Glied', wie es von DUCHROW 1984 eingeführt wurde. Es ist charakterisiert durch fein geschichtete oder aber in noch plastischem Zustand aufbereitete («fluidal-konglomeratische») Mergel sowie durch intraformationale konglomeratische Steinmergelbänke. In Hinblick auf die stark variierenden Mächtigkeitsverhältnisse Nordwest-Deutschlands und Luxemburgs ist nicht auszuschließen, daß sich das 'Hagedorn-Glied' DUCHROWs hier in einer einzigen Bank verdichtet. Auch im Steinsel-

Profil findet sich im entsprechenden stratigraphischen Niveau eine — hier 25 cm mächtige — knollig-brekiöse Bank als möglicher Vertreter des 'Hagedorn-Gliedes'. Darüber setzen in beiden Fällen, Rebiery und Steinsel, allmählich erste rötliche Sedimentfarben ein.

Im nordwestlichen Gutland wird die stratigraphische Reichweite der Steinmergelkeuper-Profile durch die Erosion begrenzt. Meist sind sie knapp oberhalb der km3St1/km3St2-Grenze gekappt. Darüberhinaus zeigen sie stark verkürzte Profilabfolgen, in denen sich nur noch einzelne prägnante Horizonte wiedererkennen lassen. Im Profil der Oberen Schankengriech (Tafel 6) schließt eine nur 30cm starke mergelige Dolomitbank die unteren 4,8 Meter ursprünglich gipsführenden Steinmergelkeupers nach oben hin ab. Sie entspricht vermutlich dem 'Valdorf-Glied' und markiert damit die Grenze km3St1/km3St2. Eine Vertretung des 'Hagedorn-Gliedes' scheint zu fehlen. Nach oben hin schließen sich ebenso wie bei Steinsel und Rebiery rote Sedimentfarben an. Ähnliches zeigt sich im belgischen Profil Attert (Tafel 6).

Im Idealprofil des nordwest-deutschen Keupers beschrieb DUCHROW 1984 die oberhalb des 'Valdorf-Gliedes' einsetzende Schichtenfolge als «typischen Steinmergelkeuper», aufgebaut aus Tonsteinen, Mergeln und Steinmergeln in rhythmischer Wechselfolge. Im 'Steinbach-Glied' (Tab. 3) beobachtete er gebietsweise rotbunte Farben, häufig auch «mit Steinmergel gefüllte Trockenrisse» (S. 307). Die zum Hangenden hin folgende 'Kielsberg-Formation' ist nur in bevorzugten Senkungszonen des Beckens entwickelt. In weniger subsidenten Arealen fehlt sie unterhalb der 'Holhöfen-Seklundenz'. Diese zweite Diskontinuitätsfläche innerhalb der Steinmergelkeuper-Abfolge markiert die weitreichenden geographischen Umstellungen im Vorfeld der Rhät-Transgression. An der Basis der nachfolgenden 'Rinteln-Formation' (dem Äquivalent des luxemburgischen km3St3) erscheint ein mehrere Zentimeter starkes sandiges Konglomerat aus Ton- und Mergel-Intraklasten, lokal angereichert mit Wirbeltier-Resten. Darüber treten keinerlei Dolomite mehr auf, das petrographische Spektrum beschränkt sich auf feinklastische Sedimente im Ton-, Silt-, Feinsand- und Mittelsand-Bereich (DUCHROW 1984).

Der fragliche Bereich der Bohrung Rebiery ist folgendermaßen ausgebildet: die oberhalb des geringmächtigen 'Hagedorn'-Äquivalentes aufliegenden 6 Meter bestehen aus zyklisch gegliederten Wechselfolgen aus Mergeln und mergeligen Dolomiten. Die Mergel sind teilweise rötlich gefärbt, die Oberflächen der Dolomitbänke oft durchsetzt mit bis zu 5cm tiefen und 2cm breiten Schrumpfrissen. Überlagert wird dies durch einen ca. 30cm mächtigen konglomeratischen Horizont. In graugrüner mergelig-dolomitischer, z.T. auch sandiger Matrix erscheinen darin Gerölle von bis zu 3,5cm Größe. Es sind nicht nur gerundete Dolomit-Komponenten, sondern auch bis 1cm große Quarz- und Quarzit-Extraklasten. Im obersten Teil kommen auch Glaukonit und feiner Bruchschill vor.

Bisher hatte sich das relativ randfern gelegene Rebiery-Profil außerhalb der Reichweite gröberklastischer terrigener Schüttungen befunden (vergl. Kap. II.5.4.1.a.). Mit dem erstmaligen Antransport von Geröllmaterial dokumentiert sich also ein bedeutender Umschlag der paläogeographischen Rahmenbedingungen.

Das beschriebene Konglomerat wird daher als basale Bildung des Oberen Steinmergelkeupers ('Rinteln-Formation' bei DUCHROW 1984) gewertet; darüber ändert sich die petro-

graphische Zusammensetzung der Steinmergelkeuperserien. Geröll- und Sandlagen erscheinen häufiger, charakteristisch sind auch stark brekziierte Schichtgefüge. Die nur etwa 9 Meter mächtigen Steinmergelkeuper-Serien zwischen dem Ende der Gipsführung bei Profilmeter 374,9 — der Grenze km3St1/km3St2 — und der Basis des Konglomerathorizontes bei Profilmeter 366,0 entsprechen einem geringmächtigen Äquivalent der nordwest-deutschen 'Detmold-Gruppe' (Tab. 3) und werden hier als Mittlerer Steinmergelkeuper (km3St2) abgegrenzt.

Ein weiteres Profil des höheren Steinmergelkeupers, in dem sich der km3St2 abgrenzen läßt, liegt in der Süd-Eifel zwischen Irrel und Ernzen (Tafel 6). Die Parallelen zum RebiERG-Profil sind offensichtlich. Etwa 8,5m oberhalb der letzten von Kalkspat-Leisten durchzogenen brekziösen Mergel als ehemals sulfatführende Serien des km3St1 markiert dort eine konglomeratische Dolomitbank mit Dolomit-Komponenten bis 5cm Größe das erhöhte Energieniveau des Oberen Steinmergelkeupers. Wenige Dezimeter darüber deuten Glimmer-Anreicherungen die den km3St3 charakterisierende vermehrte Anlieferung terrigener Klastika an.

Die Sedimentmerkmale des km3St2 deuten auf ein zeitweise recht lebensfreundliches marines Milieu. Die Mergel sind z.T. stark bioturbat — im RebiERG-Profil erinnern sie gelegentlich an Gesteine des Unteren Keupers —, in geringen Mengen treten eingeschwemmte Pflanzenreste und Glaukonit-Körner auf. Vielfach wurden Spuren ehemaligen Algenwuchses beschrieben. BERNERS 1985 erwähnte Rindenkörner und 'lumps', BOCK et al. 1986 und SPIES 1982 wiesen auf stromatolithische Algenhorizonte hin (Gelegentlich als Algen-Merkmal gedeutete mikritische 'pellets' oder 'Peloide' — z.B. SCHYNS 1977, DZYWULSKI 1981 — sind nach Untersuchungen von SPIES 1982 eher als Dolomit-Intraklasten anzusehen).

Wenn auch kompakte Gips- bzw. Anhydrit-Vorkommen fehlen, treten doch noch geringe Sulfat-Gehalte auf. Darauf deuten gelegentliche millimetergroße Drusen in den Dolomiten. In der Bohrung RebiERG sind bei Profilmeter 374,3 und 367,1 dünne Sulfatknollen-Lagen erhalten geblieben.

Dies bestätigt die Beobachtungen von DUCHROW 1984 im nordwest-deutschen Keuper. Anhydrit-Residuen reichen dort bis in das oberste 'Hagedorn-Glied', d.h. noch weit über die 'Wehrendorf-Sekludenz' hinaus (Tab. 3). Die Tonmineral-Vergesellschaftungen wechseln nach DUCHROW 1984 ebenfalls erst im Übergang vom 'Hagedorn-' zum 'Steinbach-Glied'; statt hochsalinaren Tonmineralphasen (Corrensit) treten nunmehr klastische, wenig rekonstituierte Illite auf.

In Luxemburg ist eine exakte stratigraphische Fixierung des Umschlages von Mg-betonten Illit-Chlorit-Corrensit-Assoziationen im Liegenden zur Dominanz offener Illite im Hangenden (vergl. Kap. II.5.4.1.) bislang nicht möglich. Ein tonmineralogischer Beleg salinärer Bedingungen über die 'Wehrendorf-Sekludenz', d.h. die km3St1/km3St2-Grenze hinaus, sind jedoch die Ergebnisse von BOCK & WAGNER 1986 im Profil Attert/Belgien. In den Schichten des tieferen Steinmergelkeupers bildete dort das hochsalinare Kettensilikat Palygorskit einen wesentlichen Bestandteil der Tonfraktion. Nach oben hin setzt es nicht etwa mit dem Ende stärkerer Gips-Führung aus, sondern tritt auch in den drei Proben des unteren km3St2 (Tafel 6) in gleichbleibenden Konzentrationen auf.

Es dokumentieren sich stark schwankende Salinitäten des km3St3-Ablagerungsraumes. Dies bestätigen auch die brekziösen Gefüge der Dolomite des nordwest-deutschen Hagedorn-Gliedes und seines luxemburgischen Äquivalentes, die auf eine frühdiagenetische Gips-Ablaugung und einen Kollaps des primären Sedimentgefüges hindeuten¹⁾. Dafür spricht auch, daß diese Serien im Rebiere-Profil (Profilmeter 371,9-372,2) unmittelbar von stark bioturbaten Mergeln überlagert werden, die auf weniger saline Milieu-Bedingungen schließen lassen. Eine sekundäre Brekzierung durch Gips-Ablaugung bei der Verwitterung ist bei den genannten Teufen auszuschließen. Insofern muß es sich um ein synsedimentär bzw. frühdiagenetisch erworbenes Merkmal handeln.

Typische Tempestitbänke fanden sich als Lesesteine auf den Ackerflächen südlich Stein- sel. Es sind bis 15cm mächtige Abfolgen von teilweise schräggeschichteten Feinschill-Dolomiten, umgeben von je einer 1-2cm-Lage homogenen mikritischen Dolomits an Top und Basis. Im mittleren Teil treten kleine Muschelabdrücke und bis 1cm große Dolomit-Intraklasten auf. Die untere Mikrit-Lage enthält an ihrer Basis viele kleine Löcher und Drusen als Zeugnis ehemaliger Sulfatknötchen, im höheren Teil ist sie von feinen vertikalen Rissen durchsetzt. Die obere Mikritlage ist an ihrer Oberfläche von zahlreichen Schrumpfrissen durchfurcht und mit den Spuren bohrender Organismen übersät.

Derartige 'Tempestite' oder 'Dreiflurenbänke' sind bislang insbesondere aus der Tonplattfazies des Oberen Muschelkalks bekannt geworden (AIGNER 1982 u. 1985, RÖHL 1986). Es sind Karbonatbänke mit einer charakteristischen drei-geteilten Schichtabfolge. Oberhalb einer mikritischen Basislage folgt mit erosivem, oft rinnenförmigen Kontakt eine Lage aus Schill und Intraklasten. Nach oben hin zunächst schräg-, dann ruhig horizontalgeschichtet, geht sie kontinuierlich in einen wechselnd stark mit Peloiden untermischten laminierten Mikrit über. Eine gewisse Gradierung der Komponenten und die nach oben hin geringerergetischen Strömungsgefüge belegen die zunächst schnelle, dann langsamere Sedimentation. Fehlende Feinauswaschung zeigt die geringe Dauer der stärkeren Strömungsenergien. Charakteristisch ist der durch flächenhafte Abspülung zusammengedriftete Faunendetritus unterschiedlicher Lebensräume. Die Ursache dieser Bildungen sind starke Stürme, die einen bodenberührenden Seegang und einen erheblichen Materialtransport in tiefere Regionen des Beckens zur Folge hatten.

Die grobklastische Lage der Steinmergelkeuper-Tempestite baut sich maßgeblich aus karbonatisch-mergeligen Intraklasten auf. Bruchschill von Muscheln und Schnecken tritt nur selten auf. Es dokumentieren sich wesentliche Unterschiede in den Vorbedingungen der jeweiligen Tempestit-Genese: Im generell sehr lebensfeindlichen Milieu des Keupers stand weit- aus weniger organogenes Material zur Umlagerung bereit, auch ist nicht von einer deutlichen

¹⁾ DUCHROW 1984 stellte die Ablaugung der Anhydritknollen des 'Valdorf-' und des 'Hagedorn-Gliedes' in Zusammenhang mit der Diskordanzfläche der 'Holhöfen-Sekundenz'. Ausgehend von einer 'prärhätischen Landoberfläche' nahm er dabei eine Sulfat-Ablaugung bis in Tiefen von 11 Metern an. In Anbetracht des an der Grenze 'Hagedorn-/'Steinbach-Gliedes' dokumentierten Milieu-Wechsels erscheint jedoch eine derartig verspätete Gips-Auslaugung wenig wahrscheinlich. Dies gilt auch in Hinblick auf die auf plastische Konsistenz hinweisenden Gefügemerkmale der 'Hagedorn-Serien'.

Faunenzonierung verschiedener, an unterschiedliche Tiefenzonen angepaßter Lebensformen auszugehen, sondern eher von einer beckenweit sehr einheitlichen Flachwasser-Fauna. Auch beschränkte das geringe Relief des Keuperbeckens die Transportweite der im Küstenbereich aufgewirbelten Sediment- und Faunenmaterialien. In Phasen verstärkter Karbonat-Sedimentation konnten sich die seltenen Hochenergie-Ereignisse in entsprechenden Aufarbeitungslagen konservieren, außerhalb dieser Karbonatfällungsphasen war die Dokumentation von Sturm-lagen nur über die Einbettung gröberer silikatischer Detritus-Lagen möglich; sturmtransportierte Feinschill-Komponenten in toniger Matrix fielen i.w. diagenetischen Lösungsprozessen zum Opfer.

Sturmbedingte Aufarbeitungshorizonte treten im gesamten Steinmergelkeuper auf. Zweifellos boten aber die günstigeren Lebensbedingungen des höheren km3St eine bessere Voraussetzung zur Bildung schillführender Tempestitlagen. Die beschriebenen Lese-Stücke von Steinsel sind wohl dem km3St2 zuzuordnen.

II.5.4.1.c. Oberer Steinmergelkeuper (km3St3)

Im oberen Steinmergelkeuper zeigen sich fazielle Anklänge an das Rhät (Kap. II.5.4.1.); charakteristische petrographische Merkmale wie schwarze Kieselgerölle, dunkle Tonlagen oder die Einschaltung von Sandsteinen werden bereits vorweggenommen (vergl. MULLER 1974, HEILMANN 1979, SPIES 1982). Dementsprechend bestanden schon seit längerer Zeit Bestrebungen, den obersten Teil des luxemburg-lothringischen Steinmergelkeuper als eigenständige Einheit abzugrenzen. Im Profil Remich-Scheierbiert beschrieben LAUGIER 1961 und MULLER 1964 eine Schichtenfolge, die zwischen den typischen bunten Mergeln des Steinmergelkeupers und dem sandig-pelitischen unteren Rhät vermittelt. Es handelt sich um eine Abfolge meist grauer Mergel mit z.T. auffallend hohen Gehalten an Quarzsand, Gips oder Dolomit. Charakteristisch sind schwarze blättrige Tone — teilweise gips- und sandführend — bis 40cm mächtige dolomitische Sandsteinlinsen und am Top ein sogenannter 'Zellendolomit' (vergl. dazu Kap. II.6.). Die Gips-Gehalte erscheinen (neben sekundärem Fasergips) in Form winziger eingestreuter Kristall-Aggregate. In der Rhätfazies fehlen sie, weshalb sie von LAUGIER 1961 als ein — verglichen mit dem Kriterium der Sandführung — verlässliches Merkmal zur Rhät-Abgrenzung herausgestellt wurden.

MULLER 1964 gab diesen Serien unterhalb der Rhät-Basis das Symbol «km4» und grenzte sie so vom Steinmergelkeuper («km3») ab. MULLER 1974 bezeichnete sie als 'Zone argilo-dolomitique' (ZAD).

Dies gab den Anstoß zur Suche nach einer entsprechenden Übergangszone Steinmergelkeuper/Rhät im gesamten luxemburger Gutland. Dabei zeigte sich die mangelnde Eindeutigkeit der Abgrenzungskriterien¹⁾. Unklar blieb, ob und in wie weit Sandgehalte von wenigen

¹⁾ Schon der Begriff 'Zone argilo-dolomitique' ist problematisch. Sowohl Ton- als auch Dolomitgehalte sind ein generelles Merkmal des Steinmergelkeupers. Entstanden war diese Bezeichnung durch die Auskopplung einzelner Begriffe aus einer Beschreibung der Rhät-Basis im Profil Remich-Scheierbiert von LAUGIER 1961 (S. 606): «Les marnes irisées proprement dites ne se trouvent qu'à l'extrême base de la série (...), il faut alors intercaler la zone argilo-dolomitique et gypseuse entre ces deux termes (...).».

Prozent in den km³St-Mergeln die Abgrenzung einer ZAD rechtfertigen. Die nach LAUGIER 1961 drei Meter umfassende Transitionszone im Typusprofil Remich-Scheierbiert wurde von MULLER 1964 unter Berufung auf einige sandige und gipsführende Lagen im Liegenden auf 7 Meter erweitert. HEILMANN 1979 dehnte bei Grevenknapp die Reichweite der ZAD wegen einer ca. 1 Meter mächtigen Linse eines siltigen Feinsandsteines mit einzelnen kleinen Geröllen auf 9 Meter aus. In Mittel-Luxemburg verneinten ANDRZEJEWSKI 1981, MERTENS 1982, MIES 1982 und (z.T. auch) SPIES 1982 eine Existenz der ZAD aufgrund der Befunde einer Bohrstock-Kartierung der Rhät-Untergrenze, da die obersten Dezimeter des Mittelkeupers sandfrei sind. HENDRIKS 1982 wiederum, der bei der Bearbeitung des Süd-Eifel-Profiles Hunnenkopf keine höhere Sandführung feststellen konnte, wertete das Auftreten von Aufarbeitungslagen als entscheidendes Merkmal dieser Zone.

Die stark variierende Abgrenzungspraxis verschiedener Bearbeiter führte zu sehr inhomogenen ZAD-Mächtigkeitsdaten in der Literatur. Es fehlt ein lithostratigraphisches Bewertungssystem, das nicht nur einzelne petrographische Merkmale herausgreift, sondern verschiedene Kriterien kombiniert. Für sich allein können weder ein höherer Sandgehalt, noch Aufarbeitungshorizonte, noch schwärzliche Pelithorizonte die Abgrenzung einer Mergelsuite vom Steinmergelkeuper rechtfertigen. Alle diese Einzelmerkmale traten bereits im vorhergehenden Steinmergelkeuper auf (Kap. II.5.4.1.a. u. II.5.4.1.b.).

Interessant ist der Vergleich mit den detaillierten Profilbeschreibungen des nordwest-deutschen Oberkeupers von WILL 1969 und DUCHROW 1984. WILL 1969 unterteilte den Steinmergelkeuper oberhalb der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' (Tab. 3) in die *Saurichthys*-Schichten und die *postera*-Schichten (nach *Anodontophora postera* (DEFFNER & FRAAS 1859)). Innerhalb der *postera*-Schichten unterschied er die von limnisch-brackischen Formen geprägte ältere '*prima*-Zone' (nach *Nothocythere media prima* WILL) und die durch brackische Formen gekennzeichnete jüngere '*elegans*-Zone' (nach *Nothocythere elegans* WILL). In den oberen *postera*-Schichten treten vermehrt dunkle, z.T. pflanzenrestführende Sedimente, in Mittel-Deutschland sogar Kohle-Flöze auf. Darüberhinaus sind grüngefärbte Schichtpartien («Grüne Krumbeck'sche Lagen») in der *elegans*-Zone Nordwest-Deutschlands weit verbreitet. Eine weitere Eigenheit der *postera*-Schichten sind feldspatführende Sandstein-Einschaltungen in den Randzonen des Beckens.

Parallelen zu den faziellen Gegebenheiten in Luxemburg-Lothringen sind offensichtlich. MULLER 1974 wies bereits auf die gleichartige Mikrofauna der luxemburgischen ZAD und den *postera*-Schichten WILLs hin. Dies ergab sich bei der mikropaläontologischen Bearbeitung von Bohrkernen vom Bloëbiert südöstlich Senningen. Die *Ostracoden* *Limnocythere keupera* WILL und *Nothocythere sp.* aus Proben knapp unterhalb der lithologischen Rhät-Basis belegen die Zugehörigkeit zur *prima*-Zone (untere *postera*-Schichten), wie sie von WILL 1969 biostratigraphisch definiert wurde. Eine genauere biostratigraphische Parallelisierung der luxemburgischen ZAD und den nordwest-deutschen *postera*-Schichten fehlt jedoch. Es ist nicht auszuschließen, daß wesentlich mächtigere Partien des oberen km³St den *postera*-Schichten entsprechen, da sich die charakterisierenden petrographischen Merkmale nicht auf den unmittelbaren Topbereich des Steinmergelkeupers beschränken.

Eine weitere mikropaläontologische Untersuchungen betraf das nordwestliche Gutland. SCHNEIDERS 1986 bearbeitete eine Probe aus dem mittleren Teil der km3St-Abfolge bei Buschdorf, ca. 15-20m unter der von BAUMEISTER 1979 kartierten Rhät-Untergrenze. Er fand eine individuenreiche Ostracoden-Fauna. Die bei weitem vorherrschende Art war *Limnocythere keuperca* WILL. Ferner erschienen *Nothocythere media prima* WILL, nicht näher bestimmbar Nothocytheren und mehrere Arten von *Darwinula*. Damit sind hier ebenfalls die unteren *postera*-Schichten WILLS (*prima*-Zone) nachgewiesen.

Die biostratigraphische Bearbeitung des luxemburgischen Steinmergelkeupers beschränkt sich auf die genannten zwei Untersuchungen. Dies ist wohl der Grund, daß die von WILL beschriebene *elegans*-Zone bisher nicht nachgewiesen wurde, auch wenn petrographische Gegebenheiten deren Existenz nahelegen, etwa in den oberen Partien des Steinmergelkeupers (ZAD) des Profils Remich-Scheierbiereg. Mit relativ hohen Sandgehalten, vorwiegend grauen Farbtönen und vereinzelt Gips-Einschlüssen erscheinen typische Merkmale der *elegans*-Zone.

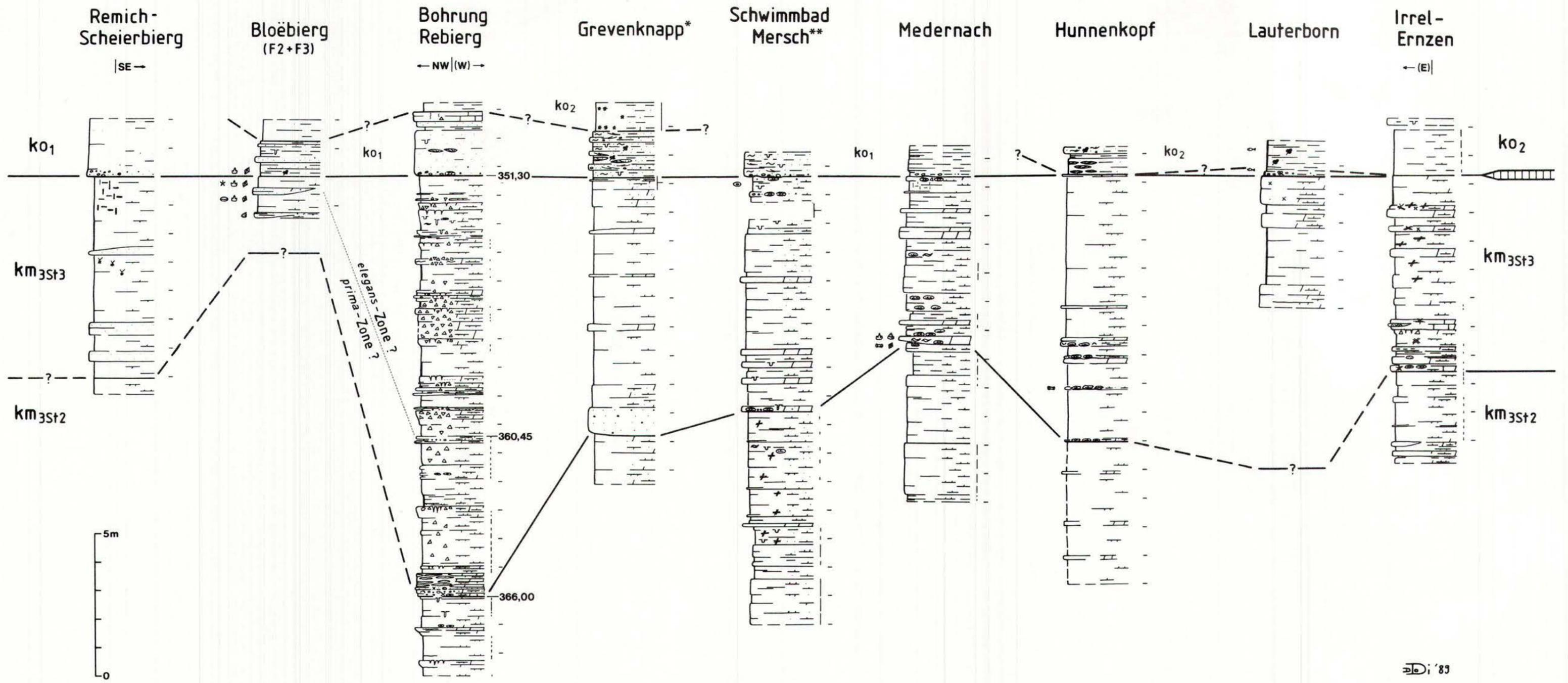
Im Gegensatz zu WILL 1969, der noch von einem gleichmäßig absinkenden Keuperbecken ausging, hob DUCHROW 1984 die Lückenhaftigkeit einzelner Profile hervor¹⁾. Bei einem lithostratigraphischen Vergleich der Schichtbeschreibungen Nordwest-Deutschlands mit den luxemburgischen Gegebenheiten ist denn auch die strukturelle Position der jeweiligen Profile von erheblicher Bedeutung. Vollständige Profilfolgen, die sich zur Parallelisierung mit dem DUCHROWschen Idealprofil eignen, liegen nur in stark subsidenten Teilzonen des Beckens vor. Areale mit verminderter Absenkung sind demgegenüber durch kondensierte Sedimentation und z.T. recht stark verkürzte Profilabfolgen gekennzeichnet. Die oberen Partien der *postera*-Schichten fehlen dort (s. Kap. II.5.4.2. u. II.6.).

LAUGIER 1961 hatte bereits auf die stark variierende Ausbildung des stratigraphischen Grenzbereiches Steinmergelkeuper/Rhät (= 'Keuper'/'Rhétien' der damaligen frz. Stratigraphie) im Luxemburg-Lothringer Raum hingewiesen. Nicht überall zeigt sich unterhalb des rhätischen Basis-Bonebeds eine zwischen Rhät- und Keuperfazies vermittelnde Schichtenfolge, stellenweise liegt das basale Bonebed des Rhäts unmittelbar auf typischen Serien der 'Marnes irisées'.

Bezeichnenderweise liegt das Profil Remich-Scheierbiereg, in dem die luxemburgische ZAD erstmals nachgewiesen wurde, im Umfeld des Grabens von Thionville, also in einer bedeutenden Senkungszone. Für eine mächtige Ausbildung dieser Transitionszone bestanden dort günstige Voraussetzungen.

¹⁾ Die von WILL bzw. DUCHROW definierten stratigraphischen Einheiten lassen sich im Bereich der *postera*-Schichten nur schwer zur Deckung bringen. DUCHROW 1984 bezeichnete zwar die von ihm eingeführte 'Rinteln-Formation' als Äquivalent der *postera*-Schichten WILLS, ließ jedoch deren stratigraphische Reichweite zum Liegenden seiner Abfolge hin offen (Tab. 3). Auch läßt sich die Unterteilung in *prima*- und *elegans*-Zone im Sinne von WILL 1969 nicht problemlos auf die DUCHROWsche Gliederung übertragen.

Abb. 17: Profile des stratigraphischen Grenzbereiches Mittlerer/Oberer Keuper (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/34 u. A/37; *: km3St schemat. nach Kartierdaten HEILMANN 1979, **: oben ergänzt nach SPIES 1982 (Kernbohrung F606)).



Im Profil der Bohrung Rebiery (Abb. 17) zeigen die Partien unterhalb der lithologischen Rhät-Basis (Profilmeter 351,3) noch zahlreiche Merkmale, die an die *elegans*-Zone WILLs erinnern. Bis Profilmeter 360,45 dominieren graugrüne Farbtöne, bis Profilmeter 355,6 kommen tiefe Wühlgänge vor, auch die in eine dolomitisch-mergelige Grundmasse eingestreuten Dolomit-Kristalle bei Profilmeter 352,9 entsprechen der Vorgabe von WILL 1969. Orientiert man sich an den Profilbeschreibungen von DUCHROW 1984, so sind diese Serien wohl mit dem untersten Schichtglied der 'Rinteln-Formation' gleichzusetzen ('Herford-Glied', Tab. 3).

Die liegende 'Holhöfen-Sekundenz' ist im Rebiery-Profil bei Profilmeter 366 festgelegt worden (Kap. II.5.4.1.b.). Die bis zur lithologischen Rhät-Basis auflagernden 14,7m Mergel werden hier dem Oberen Steinmergelkeuper (km3St3) — dem luxemburgischen Äquivalent der 'Rinteln-Formation' — zugeordnet. Die bisherige Schichteinheit der 'Zone argilo-dolomitique' wird damit in ihrer stratigraphischen Reichweite präzisiert und dementsprechend umbenannt. Die Abfolgen sind gekennzeichnet durch die gelegentliche Einschaltung sandiger Lagen mit einzelnen Geröllen bis 6mm Größe aus Quarz und grünen, dunkelgrünen und -grauen Quarziten. Ein erheblicher Gehalt relativ grobklastischer Gesteinskomponenten war auch für die 'Rinteln-Formation' DUCHROWs charakteristisch¹⁾.

WILL 1969 beschrieb für die *Saurichthys*- und *postera*-Schichten einen Klima-Umschwung von semiariden zu wechselnd semiarid/semihumiden (*prima*-Zone) und schließlich semihumid-subtropischen Bedingungen (*elegans*-Zone). BRENNER 1973 schloß bei der Bearbeitung des oberen Mittelkeupers Südost-Deutschlands ebenfalls auf eine ständige Zunahme der Niederschlagsmengen und schrieb dies der Nord-Drift des Ablagerungsraumes von ariden Breiten (Beginn des Karn) in semiaride/semihumide Breiten zu (Ende des Nor), wie er sich auch aus paläomagnetischen Befunden ableiten läßt.

Ähnliches spiegelt sich in den Tonmineral-Assoziationen des luxemburgischen Oberen Steinmergelkeupers. In 3,5 Metern im Top des km3St3 der Bohrung Rebiery registrierten MULLER, PARTING & THOREZ 1973 nahezu 100% Illit im Tonmineral-Spektrum. Kaolinit fehlt völlig, Illit-Smectit-Wechselagerungsminerale spielen eine untergeordnete Rolle. BOCK et al. 1986 ermittelten eine innerhalb der gesamten km3St-Abfolge sukzessiv ansteigende Dominanz des Illits gegenüber Chlorit und smectitischen Wechselagerungsmineralen. Auch Palygorskit tritt im Oberen Steinmergelkeuper nicht mehr auf. GERVAIS (Dipl.-Arb., in Vorb.) beobachtete im nordwestlichen Gutland das Aussetzen dieses Minerals in Annäherung an den Top des Steinmergelkeupers.

Bemerkenswert ist das fast völlige Fehlen der zuvor allgegenwärtigen detritischen Chlorit-Komponente. Es dokumentiert sich darin die vergleichsweise geringe Resistenz chemischer Verwitterung; chloritische Phasen werden degradiert, noch bevor illitische Minerale nennenswert verändert werden (vergl. dazu DITTRICH 1982). Nach einer Darstellung in MULLER, PARTING & THOREZ 1973 enthalten nur Schichten mit relativ gut kristallisierten Illiten

¹⁾ Für eine weitere Untergliederung in eine *prima*- und eine *elegans*-Zone anhand der von WILL angegebenen petrographischen Kriterien könnte der bei Profilmeter 360,45 auftretende Farbwechsel von Bedeutung sein. WILL 1969 betonte überwiegend grüngraue Sedimentfarben der *elegans*-Zone und häufigere Rottöne der *prima*-Zone.

überhaupt noch reliktsche Chlorit-Beimengungen. Die dominierenden Illite sind offene, d.h. teilweise aufgeweitete detritische Mineralphasen. WAGNER 1982 registrierte im oberen Steinmergelkeuper bei Graulinster, ca. 20 Meter unterhalb der Rhät-Basis, deutlich größere Peak-Halbwertsbreiten als in allen sonstigen Illiten des Keupers.

Es zeigt sich ein klarer Gegensatz zu den gut kristallisierten Tonmineral-Phasen des tieferen Steinmergelkeupers. Rekonstituierungsvorgänge haben nicht oder nur in geringem Maße stattgefunden. Zur Eindämmung der Transformationsprozesse kann sowohl eine regressive Verschiebung der Uferlinien mit entsprechend vermehrtem Einfluß terrestrischer Einflüsse entlang des Küstenstreifens geführt haben als auch eine generelle Erniedrigung der Ionenkonzentration des gesamten Beckenraumes, bedingt durch ein stärker humides Klima.

Weitere Hinweise ergeben sich aus der Biofazies der km3St3-Schichten. Ebenso wie in Nordwest-Deutschland sind sie durch limnisch-brackische und brackische Ostracoden-Arten charakterisiert (MULLER 1974, SCHNEIDERS 1986). Zahlreiche Wühlspuren und Vertikalbauten zeigen ein reges Bodenleben an. Es erscheinen Muschel-Abdrücke und Schnecken-Steinkerne; SCHNEIDERS 1986 erwähnte Turmschnecken bis 5mm Höhe und diverse Kleingastropoden. Muschelschill-Lagen treten gelegentlich als Füllung flachgründiger Rinnen auf (Profil Irrel-Ernzen). Bezeichnend sind Reste von Fischen und aquatischen Reptilien, z.T. sind sie in Bonebed-Lagen angereichert (MULLER 1974: Bloëbiert-Profil u. HARY & MULLER 1967: Profil Rinkebiert/Medernach). Algenwuchs wird durch Aggregatkörner (SCHNEIDERS 1986) und inter- bis supratidale stromatolithische Bindstones (BOCK et al. 1987) dokumentiert. SPIES 1982 wies in km3St3-Gesteinen eines Profils in Mersch laminierte Feinschichtung, wellige Wechselschichtung, dunkle Laminae ehemaliger (Blaugrün-?)Algenmatten und Auskolkungen in von Schrumpfungsrissen zerlegten tonig-mergeligen Lagen nach. Darüberhinaus beobachtete er bis zu 5cm lange Vertikalbauten und zahlreiche mit Baryt und Kalzit ausgefüllte Hohlräume. In Anlehnung an die Fazieskriterien bei FLÜGEL 1978 forderte SPIES eine Genese im Intertidal-Bereich.

Insgesamt dokumentiert sich die paläogeographische Situation einer äußerst flachgründig überfluteten Küstenlandschaft. Die Höhe der Wassersäule und die Salinität waren erheblichen Schwankungen unterworfen. Zeiträume mit flachmarinem (Glaukonit-Komponenten, marine Faunenelemente) bzw. marin-lagunärem Milieu (Gipsausfällung, Dolomitbildung) wechselten mit regressiven Episoden, in denen das Untersuchungsgebiet eine riesige intertidale Plattform bildete. Detritisches Tonmaterial wurde nahezu unverändert sedimentiert. Zeitweilig, bei stärkerer Süßwasser-Zufuhr und dichtem Algenmatten-Bewuchs, ist sogar mit einem schwach sauren chemischen Milieu und einer Zersetzung von chloritischem Tonmineral-Detritus zu rechnen.

HENDRIKS 1982 nahm für die 'Zone argilo-dolomitique' einen sich von südlich der Siercker Schwelle nach Luxemburg hin vorbauenden Deltakomplex und eine dementsprechende Aussüßung von Südosten her an. Als Auslöser der gesteigerten Sedimentanlieferung vermutete er epirogenetische Bewegungen am Rande des Pariser Beckens. Eine Deltasedimentation im km3St3 Luxemburgs ist jedoch wenig plausibel. Im Widerspruch dazu stehen sowohl die faziell vielfach dokumentierten geringen Wassertiefen als auch die im wesentlichen pelitische

Gesteinsausbildung dieser Serien. Wahrscheinlicher ist eine über lange Zeiträume hinweg wirk-
same Umverteilung fluviatil angelieferter, z.T. wohl auch aus Südosten stammender Sediment-
massen innerhalb des Beckenraumes. Bei generell hoher Humidität des Klimas besteht keinerlei
Anlaß, die Anlieferung terrigener Klastika und die aussüßende Verdünnung hauptsächlich Zu-
flüssen aus Südosten anzulasten¹⁾.

II.5.4.2. Subsidenzmuster des Steinmergelkeupers

Die Gesamtmächtigkeiten des Steinmergelkeupers schwanken zwischen wenigen (Zeh-
ner) Metern am Nord-Rand des Lias-Plateaus²⁾ und etwa 75 Metern bei Steinsel und bei Mon-
dorf; das Maximum bildet die in der Bohrung Cessingen durchteufte Suite von etwa 112 Metern,
deren Zuordnung zum Steinmergelkeuper sich aus einer veränderten Interpretation des von
LUCIUS 1948 (Tab. IV) wiedergegebenen Bohrprotokolls ergab.

Mächtigkeits-Variationen evaporit-führender pelitischer Gesteinsserien wie dem Stein-
mergelkeuper wurden in der Literatur meist pauschal einer sekundären Mächtigkeitsreduk-
tion durch Ablaugung zugeschrieben; primäre Mächtigkeits-Unterschiede wurden nur selten
in Erwägung gezogen. Verwitterungsprozesse können jedoch die hier zu beobachtende Mäch-
tigkeitsverteilung nicht erklären. Dies zeigt ein Vergleich des stark von Gips-Ablaugung be-
troffenen Obertage-Profiles Steinsel mit der Bohrung Rebiereg. Diese erfaßt den Steinmergelkeuper
in Teufen zwischen etwa 350 und 400 Metern, kann also kaum von gipslösenden Grundwäs-
sern beeinflußt worden sein. Dennoch zeigen sich darin mit 51,8 Metern weitaus geringer-
mächtige km³St-Abfolgen als im Steinsel-Profil. Dort treten ca. 65-70m km³St auf, die primäre
Mächtigkeit lag sicherlich höher. Ein anderes Beispiel ist die Region um Mersch. Trotz der
im Norden des Lias-Plateaus stark abgelaugten ehemaligen Sulfatgehalte treten dort km³St-
Mächtigkeiten von ca. 75 Metern auf. Auch konnte eine subrosive Mächtigkeits-Verfälschung
ohnehin nur den untersten, überhaupt Gips und Steinsalz in nennenswerten Mengen führen-
den Teil des Steinmergelkeupers betreffen.

¹⁾ Die genannte Annahme von HENDRIKS 1982 basierte auf einem zwar erwähnten (S. 241), aber
nicht durch die Dokumentation von Analysen-Ergebnissen gestützten hohen Anteil smectit-reicher Ton-
mineralphasen im Gebiet Habay-la-Neuve/Belgien. Darüberhinaus sollte die sichere Identifikation der
ZAD in den Steinmergelkeuper-Serien dieses äußersten Randgebietes höchst problematisch sein (vergl.
dazu auch HENDRIKS 1982, S. 43). Der in den ZAD-Abfolgen gegenüber liegenden Serien erhöhte
Granat-Gehalt wurde ebenfalls als Hinweis für eine Sediment-Herkunft aus Südosten gewertet. Doch
sind nach ANTUN 1953 in den Ardennen gleichfalls granatführende Liefergesteine anzunehmen (ver-
gl. Kap. II.7.).

²⁾ Die im nordwestlichen Gutland von K.GERVAIS (Kartierung, Archiv Serv. Géol. Lux.) ermittelten
km³St-Mächtigkeiten unterschreiten diese Spannweite. Bei Loevelange wurden ca. 20 Meter, am belgisch-
luxemburgischen Grenzpfahl 'Lb 132' nur noch 8 Meter verzeichnet. Dies sollte nicht ungeprüft über-
nommen werden. Die Kartierung wurde zu einem Zeitpunkt angefertigt, als die Randfazies im Liegen-
den des km³St und die Sand-Einschaltungen im tieferen Steinmergelkeuper noch wenig bekannt waren.
Im Vergleich zu den weiter westlich bei Attert angetroffenen Steinmergelkeuper-Serien (BOCK & WAG-
NER 1986: ca. 15m km³St) und dem nur etwa 1 Kilometer entfernten Wert von 20 Metern bei Loeve-
lange erscheint der Wert von 8 Metern an der Landesgrenze zu gering.

Synsedimentäre vertikale Schollenrelativbewegungen sind bisher für den luxemburgischen Steinmergelkeuper kaum in Erwägung gezogen worden (vergl. etwa BOCK et al. 1987). MULLER 1974 (S. 67) und HENDRIKS 1982 erwähnten zwar epirogene Bewegungen als belebendes Element des Hinterland-Reliefs zur Zeit der 'Zone argilo-dolomitique', eine nennenswerte Becken- und Schwellengliederung des Ablagerungsraumes nahmen sie jedoch erst für das Rhät an. Für den Steinmergelkeuper postulierten sie äußerst gleichmäßige Sedimentationsbedingungen. In einem Querprofil vom Nordost-Rand des Pariser Beckens (MULLER 1974, Abb. 10) wurde eine kontinuierliche Mächtigkeitserhöhung von Nordwesten nach Südosten zwischen Attert/Belgien und Remich-Scheierberg dargestellt. HENDRIKS 1982 bildete ein ähnliches Profil ab. Nach neuem Kenntnisstand queren diese Profile bedeutende diagonal und variszisch ausgerichtete Strukturelemente mit erheblicher synsedimentärer Mobilität; die resultierenden Mächtigkeitsverteilungen sind zweifellos wesentlich komplexer.

Im folgenden soll die separate Auswertung der Mächtigkeiten der drei Teil-Stockwerke des Steinmergelkeupers versucht werden.

In den Mächtigkeitswerten des Unteren Steinmergelkeupers (Abb. A/36) scheint sich eine Senkungszone zwischen dem Ardennen-Südrand im Nordwesten und dem Südostrand des diagonal ausgerichteten Grabens von Thionville i. w. S. abzubilden. Dies wird auch durch die weite Verbreitung von Gips-Vorkommen bzw. deren Relikten nachgezeichnet.

Die Luxemburger Zentralschwelle scheint ihre Funktion als geringer absinkendes Krustfeld verloren zu haben, dies belegt das Profil der Bohrung Cessingen. Sie liegt im unmittelbaren Bereich dieser Schwellenzone und erbrachte einen mit etwa 76,3 Metern überraschend mächtigen gipsführenden Unteren Steinmergelkeuper. Gleiches gilt für die am Rande der Luxemburger Zentralschwelle nachgewiesene relativ hohe km3St1-Mächtigkeit von 26 Metern bei Echternach, wie sie sich aus dem von LUCIUS 1948 (S. 107) wiedergegebenen Profil von BLANKENHORN 1885 ableiten läßt.

In Annäherung an die Ardennen-Südrandzone nehmen die Mächtigkeitswerte stetig ab. Dies betrifft das Profil Den Haff bei Steinsel, die Bohrung Rebiert und die vom Nordwest-Rand des Lias-Plateaus bekannten Werte. In Südost-Luxemburg sind die Datenpunkte weniger zahlreich. Im Profil der Adelheidquelle in Mondorf, weit abseits der Achse maximaler Subsidenz, erreicht der km3St1 immerhin noch 44,0 Meter, im benachbarten Kindquellen-Profil ist er anhand der spärlichen überlieferten Angaben (s. LUCIUS 1948) nicht abzutrennen. Der südöstlichste Wert von ≥ 33 Metern km3St1 entstammt einem von VON HOYER 1967 dokumentierten Profil an der Straße Schengen-Burmerange¹⁾.

¹⁾ Nach den im geologischen Kartenblatt Remich (1985) dargestellten Lagerungsverhältnissen ist dieser Wert möglicherweise in Frage zu stellen. So verläuft in dieser Region ein NE-SW-streichendes Störungsbündel in der Nordwest-Abdachung der Siercker Schwelle. Es ergibt sich ein gestörter Kontakt Pseudomorphosenkeuper/Rote Gipsmergel innerhalb des Profils von VON HOYER 1967; auch Störungen im Bereich der Steinmergelkeuper-Abfolge und entsprechende Mächtigkeitsverfälschungen sind nicht auszuschließen.

Bemerkenswert ist die weite Steinmergelkeuper-Verbreitung südlich der Ardennen-Südrandzone in Nordwest-Luxemburg. In vorhergehenden Schichtgliedern (km2D, km2E u. km3R) war dieses Gebiet nicht in die Senkungsbewegung Mittel-Luxemburgs miteinbezogen worden. Die basale Dolomitabfolge des km3St1 — schon LUCIUS 1941 (S. 274) beschrieb deren durchhaltende Verbreitung nördlich des Lias-Plateaus zwischen dem Lauf des Rodbachs und der belgischen Grenze — greift dort direkt auf Oberen Schilfsandstein über¹⁾.

Wie erwähnt (Kap. II.5.4.1.a.), enthalten die unteren Steinmergelkeuper-Serien der nordwestlichen Randfazies erhebliche Palygorskit-Gehalte. LUCAS 1974 erklärte die Palygorskit-Bildung als Sonderfall innerhalb der hochsalinaren triassischen Sedimentationsräume. Danach kommt es nur bei ausreichender Verfügbarkeit von Ton-Detritus zur konstruktiven Transformation und zur Entstehung der typisch triassischen Tonmineral-Assoziationen mit Corrensit, Chlorit und Illit. Fehlt klastisches 'Rohmaterial' und ist im Beckenwasser reichlich Kieselsäure vorhanden, kommt es zur Bildung von Palygorskit. Die paläogeographische Gesamt-Situation am Nordwest-Rand des Steinmergelkeuper-Beckens fügt sich gut in dieses Bild ein. Der westliche Beckenrand war während der gesamten postvariszischen Ära zwischen Rotliegendem und Mittelkeuper einer tiefgründigen Verwitterung ausgesetzt gewesen. Beim herrschenden ariden Klima waren Kieselsäure-reiche Verwitterungslösungen wahrscheinlich. GERVAIS beobachtete eine Vergesellschaftung des Palygorskits mit Verkieselungs-Erscheinungen und authigenen Quarzen, weit überdurchschnittliche Sediment-Gehalte an Strontium und Barium belegen hypersalinare Bedingungen (frndl. Mitt.). Auch muß das Hinterland-Relief äußerst schwach gewesen sein; das Fehlen von Kaolinit in den Tonmineral-Assoziationen der Randfazies wurde von BOCK et al. 1987 dem Mangel an größeren Reliefunterschieden des Hinterlandes und einer dementsprechend schwachen Drainage zugeschrieben. Ein stockender Antransport klastischen Tonmaterials ist anzunehmen. Die Situation unterscheidet sich grundsätzlich von der des Nord- und Nordost-Randes des Steinmergelkeuper-Beckens, wo Illit-Chlorit-Corrensit-Assoziationen auftreten (DITTRICH 1982), demnach also bei höherer Reliefenergie an der Ardennen-Südrandzone eine kontinuierliche Anlieferung von tonigem Detritus gewährleistet war. Dort standen Serien der tieferen Trias zur Abtragung, neben Tonmineral-Detritus fiel auch gröberer Verwitterungsschutt an. Sandsteine mit millimetergroßen Quarz- und Quarzitgeröllen treten bevorzugt nördlich des Attert-Laufes auf (s. etwa Profile Obere Schankengriecht, Attert; Tafel 6).

Zum Subsidenzmuster des Mittleren Steinmergelkeupers sind wegen der unzureichenden Daten-Grundlage nur wenige Aussagen möglich.

¹⁾ Interessant wäre eine nähere Untersuchung der in der Basiszone des Unteren Steinmergelkeupers verbreitet anzutreffenden leuchtend grün- bzw. blaufarbenen Malachit- und Azurit-Ausblühungen (Profile Den Haff/Steinsel, Obere Schankengriecht, Rebiert; Tafel 6). Sie treten als Kluftbeschlüge auf und stellen wohl Verwitterungsprodukte einer primären Kupfer-Mineralisation dieser Basiszone dar. Daneben ist gelegentlich eine intensive Blau-Färbung der basalen Mergelpartie (Profile Schankengriecht, Elz/Osperrn) zu beobachten. Es wäre denkbar, daß die transgressive Beckenerweiterung zu Beginn des km3St1 eine Auswaschung der im Verlauf langfristiger Exposition und tiefgründiger Verwitterung der umgebenden Gebirgrümpfe freigesetzten Metall-Ionen zur Folge hatte und daß es zu einer entsprechenden Anreicherung in den basalen km3St1-Sedimenten kam (vergl. dazu etwa SCHMID 1980).

In den weit auseinanderliegenden Profilen Rebiert und Irrel-Ernzen nehmen die Serien des km3St2 mit 8,9 bzw. 8,5 Metern nahezu gleiche Mächtigkeiten ein. Weitere Werte fehlen, lediglich bei Mersch und Medernach ergeben sich mit Werten von $\geq 7,5$ bzw. $\geq 6,5$ Metern weitere Anhaltspunkte. Nach der Position der beiden erstgenannten Profile ließe sich — mit allen Vorbehalten — auf eine strukturell gleichrangige Position im Umfeld eines diagonal orientierten Senkungsraumes schließen. Darauf deutet auch die Mächtigkeitsbilanz des Steinmergelkeupers der Region Steinsel, wo ein sehr mächtiger höherer km3St auf eine noch relativ senkungsaktive Position innerhalb des Beckens hinweist.

Weitere Anhaltspunkte ergeben sich bei einem Vergleich der Rand-Profile Obere Schanckengriecht und Attert/Belgien. Im stratigraphischen Bereich von (Oberem) Schilfsandstein bis zum basalen Teil des Steinmergelkeupers zeigen sie erhebliche Übereinstimmungen (Tafel 6). Beide Profilverpunkte nahmen offenbar zu Zeiten des Mittleren Mittelkeupers ('Marnes irisées moyennes') und des Oberen Mittelkeupers ('Marnes irisées supérieures') bis hin zur 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' (Tab. 2 u. 3) vergleichbare Positionen ein. Dunkle Mergel und Elie-de-Beaumont-Horizont fehlen jeweils. Die Roten Gipsmergel fallen ebenfalls aus oder erscheinen in Form geringmächtiger versandeter, nicht mehr vom Schilfsandstein abtrennbarer Rand-Ausläufer. Die Verbindungslinie der beiden Profilverpunkte streicht etwa 58° . Dies entspricht grob der Orientierung diagonalen Richtungselemente dieser Region (ca. 55°). Auf diese Weise bestätigt sich das in vorhergehenden Kapiteln beschriebene tektonische Regime diagonalen Struktureinheiten von km2D, km2E und km3R. Das für den km3St1 dieser Region angenommene — variszisch dominierte — Subsidenzmuster ist ebenfalls nachzuvollziehen. Im auflagernden km3St2 zeigen sich markante Abweichungen. Die vergleichsweise mächtige Dolomit-Mergel-Abfolge im Attert-Profil, nachgezeichnet durch das verspätete Einsetzen roter Mergelfarben, deutet wohl ein relativ stark entwickeltes 'Valdorf-Glied' an, ähnlich dem der Profile Rebiert oder Steinsel (Tafel 6, Tab. 3). Die Annahme einer erhöhten km3St2-Mächtigkeit in diesem Profil wird gestützt durch dessen Position im Zentrum des Attert-Grabens. Im nachfolgenden km3St3 dokumentiert sich eine erhebliche Subsidenz dieser variszisch streichenden Grabenstruktur, ein Beginn der beschleunigten Absenkung im km3St2 wäre denkbar.

Aus der Verbreitung einer auffälligen Dolomitbank in Südost-Luxemburg ergeben sich weitere Hinweise zur Beckenkonfiguration des Mittleren Steinmergelkeupers. In den Profilen Bous-Dalheim und Bous-Welfrange liegt sie 17-18 bzw. 20m unterhalb der Rhät-Basis und gehört mit hoher Wahrscheinlichkeit zum Mittleren Steinmergelkeuper. Sie bildet einen durchhaltenden, gut kartierbaren Horizont. FEUTH 1966 korrelierte sie im Bereich des Plateaus von Burmerange (s. auch FEUTH-SIEDEK et al. 1970). MULLER 1970 und 1974 konnte sie bis nach Medingen verfolgen; zugleich betonte er deren Fehlen in der Region Junglinster-Bourglinster. Es bildet sich ein flaches weitläufiges Senkungsfeld in Südost-Luxemburg ab, in dem es zu einer engräumig begrenzten Karbonatfällung kam. Das Ausklingen der Dolomitbank gegen Nordwesten ist wohl einer schwachen Aktivität des diagonalen Strukturelementes der Luxemburger Zentralschwelle zuzuschreiben.

In Fehleinschätzung der stratigraphischen Position sahen MULLER 1966 und HARY & MULLER 1967 den genannten Dolomithorizont ('repère LUCIUS') als Äquivalent des lothringischen Elie-de-Beaumont-Horizontes an (Kap. II.5.3.1.). Die in den Profilen Bous-Dalheim und Bous-

Welfrange auflagernden 7 bzw. 3,7 Meter rötlicher Mergel stellen sie dementsprechend in die 'Marnes de Chanvilles' ('Argiles de Chanvilles', Tab. 2). Es handelt sich jedoch lediglich um eine Schichtpartie innerhalb des (mittleren) Steinmergelkeupers. Aufgrund der akzentuierten Subsidenz, wie sie sich bereits in den Mächtigkeiten der liegenden Dolomitbank abbildet, mag sie hier stärker entwickelt sein als im sonstigen Luxemburg. Eine Parallelisierung mit einer entsprechenden Mergelfolge im südwest-luxemburgischen Rebiert-Profild war nicht möglich.

Wegen der in Kapitel II.5.4.1.c. geschilderten Abgrenzungsprobleme Mittlerer/Oberer Steinmergelkeuper existiert nur eine sehr geringe Zahl sicherer km3St3-Mächtigkeitswerte. Hinweise zur Rekonstruktion der Beckenkonfigurationen des Oberen Steinmergelkeupers ergeben sich jedoch auch aus dem relativ gut bekannten Faziesmuster dieser Serien.

Charakteristisch für den km3St3 im Südost-Teil des Beckens sind hohe Sand- und Tongehalte ('Zone argilo-dolomitique', Kap. II.5.4.1.c.). Diese regionale Sonderfazies beruht wahrscheinlich auf einer starken relativen Absenkung des Grabens von Thionville (i.w.S.) gegenüber dem Rückland des Hunsrücks. Die dunklen Farben der Pelite beispielsweise dokumentieren Stillwasserbedingungen, wie sie insbesondere in Senkungszone zu erwarten sein sollte.

Im Nordwesten klingt eine verstärkte Absenkung variszisch streichender Grabenstrukturen am Südrand der Ardennen an. Wie erwähnt (Kap. II.5.4.1.c.), konnte SCHNEIDERS 1986 bei Buschdorf die unteren *postera*-Schichten WILLs (*prima*-Zone) nachweisen. In den bis zur Rhät-Basis verbleibenden 15-20 Metern Steinmergelkeuper werden sicherlich Äquivalente der *elegans*-Zone zu finden sein. Eine relativ vollständige Profilabfolge der *postera*-Schichten bzw. des km3St3 in dieser Region entspricht den strukturellen Gegebenheiten; der Probennahmepunkt liegt im Umfeld der bedeutenden Senkungszone des Grabens von Buschdorf-Kapweiler, welche auch im Rhät als faziesdifferenzierendes Element in Erscheinung trat (Kap. II.7.). Hinweis auf eine starke Subsidenz des Attert-Grabens sind die auf den km3St-Hochflächen südwestlich von Bissen aufzufindenden glaukonitführenden Steinmergeldolomite; ein Gehalt an Glaukonit war von WILL 1969 als nahezu spezifisches Merkmal der *elegans*-Zone aufgeführt worden. Die Akkumulation der bereits angeführten (Kap. II.5.4.1.c.), 1m mächtigen Sandstein-Einschaltung im km3St3 bei Grevenknapp wurde wahrscheinlich durch eine synsedimentäre Aktivität der Bruchlinie Bissen-Roodt-Goebange begünstigt (Abb. 5); noch heute wird diese rheinische Bruchzone lokal durch einen Schmalgraben nachgezeichnet (Tafel 1d).

In Nordost-Luxemburg könnte sich ein weiteres Senkungsfeld im Bereich der Echternacher Grabenzone andeuten. ZELLER 1966 beschrieb in einem Profil bei Lauterborn eine glaukonitführende, 1m mächtige helle Mergelbank am Top des km3St. Ebenso wie die in den liegenden 3,6 Metern erscheinenden dunklen Pelite erinnert sie an die ZAD Südost-Luxemburgs bzw. an die *elegans*-Zone Nordwest-Deutschlands.

Im Bloëbiert-Profild bei Senningen treten demgegenüber knapp 1 Meter unterhalb des lithologischen Rhäts noch Mikrofossilien der unteren *postera*-Schichten (*prima*-Zone) auf (MULLER 1974). Es stellt sich die Frage nach dem Verbleib der *elegans*-Zone. Unter der Annah-

me, daß die auflagernde sandig-pelitische Rhätfazies tatsächlich als unterstes Rhät zu datieren ist — eine Mikrofauna ist darin nicht nachzuweisen (MULLER 1974) — ist hier ein äußerst geringmächtiges Äquivalent der *elegans*-Zone oder aber deren Fehlen anzunehmen. Sowohl eine kondensierte Sedimentation zur Zeit des höheren km3St3 als auch eine erosive Kappung zu Beginn des Rhäts wären möglich. Höchstwahrscheinlich ist der Bloëbiërg-Region eine relativ schwache Absenkung zuzuschreiben; darauf deutet auch die geringmächtige Ausbildung rhätischer Serien in diesem Gebiet (Kap. II.7.).

Aufgrund abrupter Mächtigkeitszunahmen im Randbereich ehemaliger Schwellenzonen und zahlreicher Fließbrekzien, die er als Hinweis auf erdbebenbedingte Rutschmassen wertete, schloß DUCHROW 1984 auf relativ starke synsedimentäre Tektonik während der 'Rinteln-Formation'.

Im Rebiërg-Profil (Abb. 17) treten im km3St3 zahlreiche brekziöse Horizonte auf; eine Genese durch gelegentliches (tektonisch ausgelöstes) Massenfließen wäre möglich. In der Südeifel deutete HENDRIKS 1982 vier Aufarbeitungslagen in der ZAD des Profils Hunnenkopf nordwestlich von Bollendorf, deren Top-Flächen Merkmale zeitweilig kondensierter Sedimentation trugen, als Abbild vier schwacher Bewegungsphasen. SPIES 1982 stellte in einem km3St3-Profil bei Mersch die unterschiedliche Beschaffenheit der mergelig-dolomitischen Geröllkomponenten gegenüber der Grundmasse heraus. Sie liegen im Feinkiesbereich, sind kaum gerundet und gemeinsam mit dünnen Lagen 'rhätischer' schwarzer Kiesel eingebettet, für die ANDRZEJEWSKI 1981 und HOLLMANN 1984 eine ardennische Herkunft wahrscheinlich machten.

Offenbar kam es auch im Bereich des Untersuchungsgebietes zu kräftigen Umlagerungsvorgängen. In Anbetracht der faziellen Parallelen zum Unteren Rhät, die auf ähnliche, wenn nicht gar gleiche Liefergebiete hindeuten, könnte eine erste Mobilisierung der später die Beckenkonfiguration des ko1 (Kap. II.7.2.1.) beherrschenden Bruchlinien am Ardennen-Südrand und am Rande des Hunsrücks angenommen werden. In den angehobenen nördlichen Randzonen des Beckenraumes könnte es dann zur Aufbereitung liegender Steinmergelkeuper-Serien gekommen sein.

Die Mächtigkeitsverteilung des km3St-Gesamtpaketes, wie sie sich aus Literaturdaten erstellen läßt (Abb. A/35), ist zunächst wenig übersichtlich. Dies war zu erwarten, da es sich dabei um eine Überlagerung dreier unterschiedlicher Subsidenzmuster handelt.

Im untersten Stockwerk des Steinmergelkeupers (km3St1) hatte sich die Senkung noch auf eine zentrale, diagonal auf das Zentrum des Pariser Beckens hin ausgerichtete Achse konzentriert und das gesamte Areal des luxemburgischen Gutlandes erfaßt (Tafel 7/3). Der mittlere Teil des km3St zeigte ebenfalls ein durch diagonale Richtungselemente beherrschtes Subsidenzmuster; im Nordwesten bestand eventuell auch eine schwache Nachzeichnung variszischer Elemente. Die Beckenkonfiguration des km3St3 schließlich war weitaus differenzierter. Deutlich bildet sich eine Nachzeichnung diagonalen Richtungselemente im Umfeld des Grabens von Thionville und variszischer Elemente am Südwest-Rand des Oeslings ab, das Maximum der Subsidenz lag nicht mehr im Zentrum des luxemburgischen Sedimentationsraumes.

Wo sich die Subsidenzmaxima der drei genannten Strukturpläne überlagern, liegen auch die größten Mächtigkeiten des Gesamt-Steinmergelkeupers vor. Das Mächtigkeitsmaximum von 111,92m km3St im süd-luxemburgischen Profil Cessingen wurde durch das strukturelle Regime des Unteren Steinmergelkeupers begünstigt. Über etwa 76,3m gipsführendem km3St1 folgen nur noch 35,62m km3St2 + km3St3. Offensichtlich endete im höheren Steinmergelkeuper die starke Subsidenz Mittel-Luxemburgs, eine erneute Aktivität der Luxemburger Zentralschwelle ist nicht auszuschließen.

Die hohe Mächtigkeit bei Mondorf (73-75m km3St) resultierte aus einer relativ becken-zentralen Position zur Zeit des km3St1 — er umfaßt hier noch etwa 44m — wie auch aus der akzentuierten Senkungsbewegung Südost-Luxemburgs während des höheren Steinmergelkeupers.

Die engräumig variierenden Mächtigkeitswerte im Bereich des mittleren Alzette-Tales setzen sich aus nahezu gleichbleibend hohen km3St1-Werten (Profil Steinsel: ca. 37m) und wechselnden Anteilen des höheren km3St zusammen. Schmale Becken- und Schwellenzonen, kontrolliert durch variszisch streichende Bruchstrukturen, führten hier zur Differenzierung der (km3St2?- und) km3St3-Mächtigkeiten. Bei 'Klengelheck' im Südwesten von Steinsel, d.h. im Einflußbereich der Horststruktur des «Sattels von Ernster» (LUCIUS 1948), beträgt die km3St-Mächtigkeit etwa 55 Meter. Nach Norden hin erhöhen sich die Mächtigkeiten, westlich Steinsel — im Bereich des Grabens von Junglinster (Abb. 3) — werden 75m erreicht. Auch nach Süden nehmen die Mächtigkeiten zu, am 'Kimmerchen' sind es bereits deutlich mehr als 60 Meter km3St. Im Bereich Bollendorf-Echternach spannt sich ein breites Feld hoher km3St-Mächtigkeiten auf. Die bisher bekannten Werte liegen etwa bei 70m. Dies ist wohl der Position im zentralen Bereich der (diagonal orientierten) Senkungszone des km3St1 zuzuschreiben; im Osten könnte es zu einer zusätzlichen Mächtigkeits-Erhöhung durch die verstärkte Subsidenz der Echternacher Grabenzone während des Oberen Steinmergelkeupers gekommen sein. Möglicherweise verbergen sich dort an den Talhängen der Sauer unter den Hangschuttmassen des Luxemburger Sandsteins noch weitaus mächtigere Steinmergelkeuper-Abfolgen.

Eine — zumindest zeitweilige — Aktivität der Siercker Schwelle während des Steinmergelkeupers ergibt sich aus dem Vergleich mit den lothringischen km3St-Mächtigkeitswerten (s. dazu Kap. IV).

II.6. Der stratigraphische Grenzbereich Mittlerer/Oberer Keuper

Im Bereich des Germanischen Beckens beschrieben BEUTLER & SCHÜLER 1978 eine generelle paläogeographische Umgestaltung während der höheren *postera*-Schichten. Im Zusammenhang mit der Unterbrechung der zuvor existierenden Verbindung zur Tethys soll es im Vorfeld der aus Nordwesten nach Mitteleuropa eindringenden *contorta*-Transgression zu weitflächigen Erosionserscheinungen gekommen sein. DUCHROW 1984 (S. 309) beschrieb vom Top der 'Rinteln-Formation' Fazies-Merkmale eines trockenfallenden Ablagerungsraumes. Im Einzelnen nannte er Wurzelböden und karbonatgefüllte Trockenrisse.

Dies steht im Einklang mit den Befunden im Luxemburg-Lothringer Raum. Im südost-luxemburgischen Profil Remich-Scheierberg dokumentiert sich eine ausgedehnte Regression am Top des km3St3. Als Zeugnis einer präähatischen Verlandung tritt dort eine 1m mächtige Bank eines sogenannten 'Zellendolomits' (LAUGIER 1961: «dolomie cloisonnée verticalement») auf. Es ist das Relikt eines mergeligen Ausgangsgesteins, dessen primärer Gips-Gehalt herausgelöst und später durch Dolomitkristalle ersetzt wurde (BERNHARDT 1976, WETZELAEER 1977). Charakteristisch sind netzartige Risse im Gesteinsverband, verfüllt mit makrokristallinen Dolomitkristallen. Zur Dokumentation der paläogeographischen Entwicklung bestanden hier im relativ stark absinkenden Bereich des Grabens von Thionville (Kap. II.5.4.2.) günstige Voraussetzungen; eine starke erosive Kappung präähatischer Serien ist wenig wahrscheinlich. Da selbst diese Region trockenfiel, ist mit einer umfassenden regressiven Entwicklung im gesamten Luxemburg-Lothringer Raum zu rechnen.

SPIES 1982 registrierte bei einer palynologischen Bearbeitung von Flachbohrungen südlich von Mersch in oberstem Steinmergelkeuper und der auflagernden sandig-pelitischen ko1-Fazies eine deutlich verschiedene Mikroflora. Es besteht eine Schichtlücke, zu der sowohl die Regression am Ende des km3St3 als auch eine kondensierte Sedimentation im Verlauf des Unteren Rhäts (Kap. II.7.1.1.) beigetragen haben mögen.

Im Übergangsbereich Steinmergelkeuper/Rhät eines Profils bei Eisenborn beschrieb HOLLMANN 1984 als beherrschendes Gefügemerkmal Protointraklasten, die durch fröhdiagenetische Sedimentbewegungen bei submariner oder subaerischer Entwässerung des Karbonatschlammes entstanden. Dies könnte auf eine alternierende Überflutung und Austrocknung der Sedimente hindeuten, auch Synärese-Prozesse (BURST 1965) wären als Ursache feiner Gefüge-Risse denkbar. Wegen ungenügender Aufschlußverhältnisse lassen sich im Eisenborn-Profil die Schichtausfälle unterhalb der Rhät-Auflagerung nicht abschätzen. Die für die ZAD bzw. den km3St3 typischen dunkelgrauen Farben, Intraklasten-Horizonte oder Sand-Einschaltungen sind nicht zu verzeichnen. Möglicherweise fehlt nahezu der gesamte Obere Steinmergelkeuper. Ein mit Gefüge-Rissen durchsetzter Sedimentverband war zweifellos besonders anfällig gegenüber Aufarbeitung und Umlagerung. Bei dessen Exposition in Schwellen- und Uferregionen ist dementsprechend ein rascher und effektiver Abtrag zu erwarten. MULLER 1974 beschrieb monomikte Brekzien im obersten Steinmergelkeuper; darin können größere intakte Verbände neben isolierten Mergelbröckchen eingebettet sein.

Die am Ende des km3St3 herrschenden terrestrischen Bedingungen blieben im größten Teil Luxemburgs noch bis in das Rhät hinein bestehen (Kap. II.7.).

II.7. Oberer Keuper (ko)

Ein markantes Basiskonglomerat, kompakte, z.T. auch geröllführende Sandsteine und schwarze, mehr oder weniger sandige Blättertone charakterisieren das untere Rhät (bisher: 'Sandig-pelitisches Rhät', 'Sandsteine von Mortinsart' oder 'Unterer Rhät'; «ko1»). Der sogenannte 'Rhätsandstein' ist ein gelblich-weißer, meist wenig verfestigter, z.T. aber auch kieselig zementierter fein- bis mittelkörniger Sandstein. Die höhere Abteilung des Rhäts ('Rote

Tone', 'Mergel von Levallois' oder 'Oberer Rhät'; «ko2», Tab. 1) besteht aus meist lebhaft rot gefärbten, gelegentlich siltigen oder sandigen, schwach kalkigen Tonen. Die Gesamtmächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Zentimetern und etwa 15-20 Metern.

II.7.1. Stratigraphische Neubewertung des Oberen Keupers

Die genannte idealisierte Abfolge von 'Sandig-pelitischem Rhät' an der Basis und 'Roten Tonen' am Top der Rhät-Serien zeigt erhebliche regionale Variationen. Beispielsweise fanden sich rote Tone des «ko2» unmittelbar auf Steinmergelkeuper-Serien, z.T. überlagert von typischer «ko1»-Fazies — dunklen, manchmal auch geröll-führenden Tonen (MULLER 1964: Grundhof-Berdorf u. Rippig-Bech; TRAORÉ 1977). Im Profil Irrel-Ernzen (Abb. 17) werden hellgraue Mergel von grauroten, dann zunehmend rot-gefärbten Tonmergeln und schließlich von typischem Rhätsandstein überlagert. LUCIUS 1948 (S. 117) erwähnte zwischen Rippig und Bech eine stark reduzierte Rhätabfolge, die sich aus wenigen Zentimetern roten und dunkelgrauen Tonen, einzelnen Quarzen und losen Konglomeratstücken zusammensetzt. In anderen Fällen wurde oberhalb des Steinmergelkeupers eine geringmächtige tonige «ko1»-Schwellenfazies ohne Einschaltung eines Basiskonglomerates verzeichnet; Geröll-Gehalte beschränkten sich dort auf einzelne Lagen im höheren Teil der Rhät-Abfolge (THIELEN 1969: bei Eppeldorf; HURLER 1968: westlich Grundhof; SCHILLINGS 1986: bei Peffingen-Schankweiler/Süd-Eifel). ZELLER 1966 beschrieb bei Lauterborn geröllführende Tone an der Rhät-Basis, betonte aber, daß das Maximum der Geröll-Gehalte erst in den höheren Partien der Rhät-Abfolgen erreicht würde. Wieder andere Beobachtungen waren die stark mächtigkeitsreduzierte, auf eine dünne Konglomeratlage beschränkte ko-Abfolge bei Bech-Osweiler (SABBAGH 1967) oder eine direkte Auflagerung von 'Rhätsandstein' auf Steinmergelkeuper (MULLER 1964: Aesbaach bei Echternach).

Ungeachtet dieser beträchtlichen Variationen der lithostratigraphischen Abfolgen, die auf verschiedene paläogeographische Werdegänge einzelner Becken-Teilzonen schließen lassen, galten die Rhät-Abfolgen Luxemburgs bei den bisherigen Bearbeitern als eine in ihrer stratigraphischen Stellung im gesamten Untersuchungsgebiet gleichwertige Einheit. Biostratigraphische Einstufungen und bio- bzw. lithofaziell gestützte Milieu-Ansprachen aus einzelnen Lokalitäten wurden auf das gesamte Schichtpaket des unteren («ko1») bzw. des oberen («ko2») Rhät übertragen.

HENDRIKS 1982 rekonstruierte anhand von Schwermineral-Assoziationen und Tonmineralspektren für das untere Rhät ein kompliziertes System von Anlieferungswegen unterschiedlichster Materialkontingente. Deren Umverteilung im Beckenraum sollte durch zahlreiche unterschiedliche Meeresströmungen gesteuert worden sein (Abb. 4.11. in HENDRIKS 1982). Die Prämisse der Gleichzeitigkeit hatte beim Entwurf dieses Modells eine wesentliche Rolle gespielt, eine zeitliche Aufeinanderfolge verschiedener Schüttungsregimes war nicht in Erwägung gezogen worden.

Bei einer genaueren Analyse erweist sich jedoch der Zeitfaktor als ein wesentliches Element zum Verständnis des Nebeneinanders verschiedener Faziestypen. Wesentliche neue Aspekte

dazu ergaben sich aus palynologischen Untersuchungen am Kernmaterial von Flachbohrungen südlich von Mersch (SPIES 1982). In einer charakteristischen «ko1»-Fazies ließen sich dort typische oberrhätische Mikroflora nachweisen. Proben des aufliegenden «ko2» lieferten die gleiche Mikroflora; der einzige Unterschied war ein höherer Anteil an Palynomorphae. Es ist anzunehmen, daß zu Beginn des oberen Rhäts typische «ko1»- und «ko2»-Sedimente nebeneinander zur Ablagerung kamen. Bei einer lateralen Verlagerung der Fazieszonen konnte es demnach zur Überlagerung roter «ko2»-Tone durch «ko1»-ähnliche Blättertone, Sandsteine und Geröll-Lagen kommen.

MÜLLER 1974 (vergl. auch MULLER, PARTING & THOREZ 1973) beobachtete in einem Bohrkern-Profil bei Medingen über 4,4 Metern geröllfreien schwarzen Tonen und dünnen Sandlagen zunächst 0,95m rote Mergel und dann 3,45 Meter einer charakteristischen tonig-sandig-konglomeratischen «ko1»-Fazies. MULLER hielt einen tektonischen Versatz für die einzige Erklärung dieser atypischen Sedimentabfolge, die unterschiedliche petrographische Ausbildung des vermeintlichen «ko1» in der Hoch- und Tiefscholle stellte er als ungeklärtes Problem heraus. Eine tektonische Profilverdoppelung ist nur bei einer Auf- bzw. Überschiebung möglich. Derartige Einengungsstrukturen sind jedoch im luxemburgischen Gutland bislang in keinem Fall beobachtet worden (Kap. I).

Mit den Symbolen ko1 und ko2 sollen im folgenden nur noch die Zeit-Einheiten von Unterem bzw. Oberem Rhät gekennzeichnet werden. Die traditionellen Symbole der Fazies-Einheiten der konglomeratisch-sandig-tonigen Rhätbasis und der Roten Tone, deren Gebrauch in Ermangelung ausreichender biostratigraphischer Daten zum jetzigen Zeitpunkt nicht vermieden werden kann, sind demgegenüber durch Anführungszeichen abgesetzt.

II.7.1.1. Unterem Rhät (ko1)

Untersuchungen von ANTUN 1960 dokumentieren ein zu Beginn des Unterem Rhäts neu entstandenes Gefälle am Ostrand des Beckens. Konglomerate mit instabilen Geröllkomponenten deutete er als Hangfuß-Sedimente am Rande eines nahen Hinterlandes mit hoher Reliefenergie, Feuerstein-Komponenten der Rhät-Konglomerate konnte er als silifizierte Karbonate des Muschelkalks und Mittleren Keupers identifizieren. Aus der Verarmung des Geröllspektrums und der Abnahme von Geröll-Mengen und -Größen war deren Herkunft aus Osten abzuleiten (ANTUN 1960, SPIES 1982). Offenbar standen die postvariszischen Deckschichten des Hunsrücks zur Abtragung an.

Die Verbreitung östlichen Geröll-Materials reicht bis in die belgisch-luxemburgische Grenzregion. Die Analyse des Komponentenspektrums des dortigen Basiskonglomerates (ANTUN 1960) erwies, daß es sich um eine Mischung von Hunsrück- und Ardennen-Material handelt. Die generell gute Rundung der ardennischen Gerölle deutete auf umgelagertes Material älterer Trias-Konglomerate. Weitere Hinweise auf eine Zumischung ardennischer Komponenten ergaben sich aus der Zuordnung dunkler bis tiefschwarzer Calcisphären-führender Kieselkalk-Gerölle zum Dinant (ANDRZEJEWSKI 1981), der Ansprache dunkler Quarzite als Revin des Stavelot-Massives (HOLLMANN 1984) und der Ähnlichkeit kreidiger silifizierter Gerölle mit der Arkose von Weismes (MULLER 1964). Wahrscheinlich kam es auch am Ardennen-Rand zur Steigerung der Reliefenergie und zur verstärkten Vorschüttung grober Klastika.

Das auffällig breite Korngrößenspektrum von tonig-sandigem Bindemittel zu Grobkies-Komponenten von bis zu 15cm Größe, die mangelnde Gradierung, die Art der Schrägschichtung und die geringe laterale Reichweite einzelner Geröll-Linsen (MERTENS 1982, HOLLMANN 1984) dokumentieren eine episodische schichtflutenartige Vorschüttung mit rasch nachlassender Transportkraft. Die fehlende Zurundung kleinerer Gerölle, der Gehalt an großen, vollkommen idiomorphen Quarzkristall-Komponenten (MERTENS 1982, vergl. auch ZELLER 1966) und wüstenlackähnliche Firnisse einzelner Gerölle (HOLLMANN 1984) belegen kurze Transportwege. ZELLER 1966 beschrieb zerbrochene, in Ton eingelagerte Gerölle und Kornüberzüge aus Pyrit und Limonit.

Alles deutet darauf hin, daß die Ablagerung des basalen Geröllschleiers unter terrestrischen Bedingungen geschah. Marine Aufbereitungsvorgänge sind auszuschließen. Auch die genetische Deutung des Basiskonglomerates als Kondensations-Produkt, entstanden durch eine stärkere Wasserbewegung über einer überfluteten Untiefe, ist zurückzuweisen. Merkmale einer stärkeren sekundären mechanischen Einwirkung fehlen. Zweifellos sind die Konglomerate das Resultat mehrerer einzelner Schüttungsereignisse. Die gelegentlich auftretenden kieseligen Bindemittel — klare authigene Anwachssäume an den Quarzgeröllen (z.B. HOLLMANN 1984) — sind als Produkt einer frühdiagenetischen Silifizierung durch kiesel-säurehaltige festländische Verwitterungslösungen zu werten.

Erst nach der Ablagerung des Basiskonglomerates stellten sich allmählich marine Milieubedingungen ein, dokumentiert durch Fossilgehalte und Spuren-Vergesellschaftungen (vergl. etwa HARY et al. 1981).

Der inter- bzw. subtidale Charakter der unteren Rhät-Serien wird durch die Ergebnisse von MERTENS 1982 belegt. Im Profil Keispelt fand er charakteristische Gefüge zeitweilig trockenfallender Sedimente (Seegangrippeln mit abgestumpften Rippelkämmen u. sog. 'conical rill marks'); im Profil Schoenfels zeigten sich neben typischen Sedimentmarken des Auftauchbereichs ('swash marks'; vergl. dazu auch SPIES 1982: 'rill marks' bei Mersch) massenhaft Schalenabdrücke von Mytiliden, wie sie für die litorale Spritzwasserregion bezeichnend sind. Geochemische und kohlepetrographische Untersuchungen (FLEKKEN 1978) ergaben einen mehrfachen Wechsel mariner und terrestrischer Einflüsse, wie er in intra- bis supratidalen Küstensäumpfen vorkommt.

Auch HENDRIKS 1982 skizzierte zur genetischen Deutung der sandig-pelitischen Fazies des «ko1» einen inter- bis subtidalen Ablagerungsraum mit ausgedehnten Wattenregionen. In geschützten küstennahen Bereichen sollten sich dunkle Schlickwatt-Sedimente, weiter meerwärts ein Mischwatt und dann die weiten Platensand-Flächen des Sandwatts ausgebildet haben. Die gröberen Sedimente Südost-Luxemburgs wertete HENDRIKS als Ablagerungen aus Seegaten und subtidalen Prielen. Auf vereinzelte Strandbildungen und eine äolische Beeinflussung in Randlagen deuteten granulometrische Befunde.

Tidale Aufbereitungsprozesse führten in weiten Teilen des luxemburgischen Sedimentationsraumes zur allmählichen Denudation des Basiskonglomerates. Durch die hohe mechanische Beanspruchung bei der vielfachen Umlagerung verbesserten sich Rundung und Selektion

der Komponenten, die Gesamtmenge der Gerölle nahm ab. Dies zeigten vergleichende Untersuchungen von SPIES 1982 und MERTENS 1982. Relikte der ehemaligen Schotter beschränken sich auf vereinzelte Gerölle an der Rhät-Basis (s. Profil Mersch/Gosseldange in SPIES 1982 u. DITTRICH 1984, Bohrprofil F5/Mt. Crequi in MULLER 1974) oder aber dünne Lagen kleiner, gut gerundeter Quarze oder Quarzite im Zusammenhang mit sandigen Dicklinsen, umschlossen von dünnen Lagen schwarzer Tone (s. Profil Bloëbiërg, MULLER 1974).

In stark absinkenden Teilzonen des Beckens (Kap. II.7.2.) blieb der basale Geröllschleier erhalten. Bei kontinuierlich fortgesetzter Ablagerung sandigen und tonigen Verwitterungsmaterials kam es dort zu einer relativ raschen Überdeckung des Basiskonglomerates, lediglich die obersten Partien waren von tidalen Umlagerungsprozessen betroffen.

Andere Beckenareale gerieten durch die beschleunigte Absenkung benachbarter Regionen in eine dauerhafte Isolationssituation. Auch dort blieb der basale Geröllschleier weitgehend unverändert erhalten. Kleinere Ingressionen bevorzugten die tieferliegenden Areale, eine tidale Aufbereitung der Kiesdecke der flachreliefierten Schwellenzonen unterblieb. Oberhalb des Basiskonglomerates dominieren dort niederenergetische Sedimente der höheren Schlickwattregion oder die sandig-pelitischen Ablagerungen des Mischwatts. Insgesamt dokumentiert sich eine stark verlangsamte, z.T. auch längere Zeit unterbrochene Sedimentation. Es erscheinen Hinweise auf zeitweiliges Trockenfallen (MERTENS 1982: Profil Lorentzweiler) und nur noch wenige Gerölle (vergl. Abb. 15 in DITTRICH 1984: Profile von SPIES 1982 und MERTENS 1982).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß am Beginn der luxemburgischen Rhät-Sedimentation eine abrupt erhöhte Reliefenergie der umgebenden Hinterländer von Hunsrück und Ardennen stand. Wahrscheinlich hatten vertikale Schollenrelativbewegungen eine morphologische Heraushebung dieser Gebiete bewirkt. Ähnlich wie im vorhergehenden Mittelkeuper war eine episodische Vorschüttung grobklastischen Verwitterungsschutts bei terrestrischen Milieubedingungen die Folge. Erst als die neugeschaffene Reliefenergie des Hinterlandes allmählich wieder verebbte und die Materialanlieferung nachließ, kam es zur eigentlichen Rhät-Transgression.

Es bestehen deutliche Parallelen zu der von WOLBURG 1969 im entsprechenden stratigraphischen Bereich Nordwest-Deutschlands beschriebenen Entwicklung. Dort kam es erst nach der fluviatil-deltaischen Vorschüttung des diskordant über die oberen *postera*-Schichten übergreifenden 'Grenzsandsteins' zur marinen Überflutung. Die sogenannte 'Rhät-Superfusion' — Ausdruck einer veränderten Beckenkonfiguration — ist demnach älter als die 'Rhät-Transgression'.

Das ko1-Basiskonglomerat Luxemburgs enthält keinerlei marine Fossilreste, in Lothringen treten darin Bonebeds aus Resten mariner Vertebraten auf (LAUGIER 1961). Die rhätische Transgression kam von Südwesten (vergl. ZIEGLER 1982). Als erstes erfaßte sie wohl das südwest-luxemburgische Senkungsfeld des Grabens von Thionville bzw. dessen Spezialstruktur des Mondorfer Grabens (Kap. II.7.2.1.). Die Korngrößen-Gradierung des dortigen Basiskonglomerates (Profil Hesslengerbaach; HENDRIKS 1982) deutet auf eine Gerölein-schüttung in ein aquatisches Milieu.

Im weiteren Verlauf des Unterrhät kam es in den stärker absinkenden Arealen Nordwest- und Südost-Luxemburgs zur Akkumulation mächtiger 'Rhätsandstein'-Abfolgen. Eine weitgehend ardennische Herkunft des Materials nordwest-luxemburgischer und belgischer Sandsteine ist gesichert. So deuteten Schwermineral-Untersuchungen von ANTUN 1960 auf ein ardennisches Liefergebiet mit kambrischen und unterdevonischen Gesteinsserien. HENDRIKS 1982 registrierte im Schwermineral-Spektrum belgischer Sandstein-Proben ein für ardennisches Paläozoikum charakteristisches Verhältnis ultrastabiler Minerale und eine nach Osten hin zunehmende Rundung von Apatit-Körnern. Auch der von HENDRIKS festgestellte detritische Eintrag an Chloriten und gut kristallisierten Illiten in das unterrhätische Sedimentationsbecken legt ein gewisses Kontingent ardennischen Materials nahe. Eine auf gelegentliche Aussüßung hinweisende Ichnofauna belgischer «ko1»-Serien ergänzt diese Befunde.

Die Herkunft des Geröllmaterials Südost-Luxemburgs aus dem Bereich des Hunsrücks ist unbestritten; ein entsprechender Antransport sandiger Fraktionen liegt nahe. Das prägende Element des «ko1» dieser Region sind Sandsteine, schwarze Blättertone sind nur untergeordnet vertreten (VON HOYER 1967 u. BERNHARDT 1976). Das Ausmaß einer Sandanlieferung durch die Eifeler Nord-Süd-Zone während des Unteren Rhät bleibt unklar, möglicherweise beschränkte sich diese völlig auf die Zeit des Oberen Rhät (Kap. II.7.1.2.)¹⁾.

HENDRIKS 1982 ging von einer maßgeblichen Sand-Zufuhr durch die rhätische Meeresstraße der Eifeler Nord-Süd-Zone aus. Für Granat-arme Psammite, gekennzeichnet durch eine polyzyklische Assoziation ultrastabiler Schwerminerale, hatte er eine Herkunft von nördlich der Ardennen (Provinz Limburg) wahrscheinlich machen können. Auf der Grundlage zweier Rhät-Profile der Süd-Eifel (Profile Hunnenkopf und Burghof), deren Zusammensetzung auf eine überwiegende Nord-Abkunft deutete, extrapolierte er den Antransport nordstämmigen Sandmaterials als generelles Merkmal der gesamten sandig-pelitischen «ko1»-Fazies. Eine sich wandelnde geographische Gesamtsituation wurde nicht in Erwägung gezogen, die Aufschlüsselung unter-, mittel- und oberrhätischer Schüttungsbedingungen unterblieb. Schwermineralgehalte von Profilen unterschiedlicher stratigraphischer Stellung und Reichweite wurden direkt miteinander verglichen, die Prozentgehalte einzelner Mineralphasen anhand regional aufsummierter bzw. gemittelter Daten und entsprechender Isolinienkarten mitgeteilt.

Die beiden erwähnten Südeifel-Profile mit ihren unter vergleichsweise hochenergetischen Bedingungen abgelagerten Sedimentabfolgen decken sicherlich nicht die gesamte Zeitspanne des Rhät ab. Darauf deutet auch das Fehlen eines Basiskonglomerates. Eine überwiegende oder teilweise Zugehörigkeit der Sedimentabfolgen beider Profile zum Oberen Rhät ist wahrscheinlich (Kap. II.7.1.2.).

Es liegen nur wenige Schüttungsdaten aus der südost-luxemburgischen Region vor. Eine Messung bei Remich-Scheierbiert (WETZELAER 1977) ergab eine südwest-gerichtete Vorschüttung. In der von HENDRIKS 1982 abgebildeten kumulativen Schüttungsrose der

¹⁾ In diese Richtung weist auch die rein tonig-dolomitische Ausbildung des Oberen Steinmergelkeupers im Nordost-Teil des Untersuchungsgebietes. In anderen Regionen, etwa der Senkungszone am Südrand der Ardennen oder in Südost-Luxemburg, hatte sich die unterrhätische Sandschüttung in ersten Sandgehalten des km3St3 angekündigt. Im Bereich der Süd-Eifel fehlen derartige Vorläufer (HENDRIKS 1982). Dies gilt auch für die Profile Lauterborn (ZELLER 1966) und Irrel-Erzen (Abb. 17). Erst die veränderten geographischen Rahmenbedingungen des Oberrhät könnten hier einen grundlegenden Wandel des Sedimentationsregimes bedingt haben (Kap. II.7.1.2.).

Aufschlüsse Hommelsbiertg und Hesslengerbaach mit ihrem nach Süden und Ost-südosten weisenden Maximum könnte sich zumindest teilweise ein zum Zentrum des lokalen Senkungsmaximums (Kap. II.7.2.1.) gerichteter Materialtransport andeuten, bedingt durch einen ins Pariser Becken einziehenden Meeresstrom. Die schwächer vertretene Nord-Richtung wertete HENDRIKS 1982 als bimodalen Gegenpol und damit als einen weiteren Anzeiger tidaler Einflüsse.

In Südost-Luxemburg lassen sich nach der basalen Konglomerat-Sedimentation drei weitere großräumige Geröllschüttungen rekonstruieren. Innerhalb der «ko1»-Sandstein-Suite Südost-Luxemburgs erscheinen insgesamt vier horizontbeständige Konglomeratlagen, die sich zwischen Remich-Scheierbiertg und Remerschen durchverfolgen lassen (MULLER 1974). Das Komponentenspektrum aller Geröll-Niveaus entspricht dem des Basiskonglomerates und deutet auf die Lieferregion des Hunsrückes. Die in den randmarinen Bereich vorgebauten Schuttfächer wurden vom Meer aufgenommen und mit entsprechendem Fossilinhalt resedimentiert. So unterscheidet sich die zweite Konglomeratlage vom (terrestrischen) Basiskonglomerat durch seinen Gehalt an marinen Vertebratenreste (MULLER 64).

Die Geröll-Lagen erfuhren bislang recht unterschiedliche genetische Deutungen. MULLER 1964 wertete sie als Zeugnis von vier marinen Vorstößen, MULLER 1974 nahm sie zur Ausscheidung von vier transgressiven Sequenzen nach LOMBARD 1956. HENDRIKS 1982 deutete sie als Abbild dreier Generationen sich verlagernder tidaler Rinnen. Diese fazielle Interpretation steht jedoch im Widerspruch zu der weiträumigen Horizontbeständigkeit der Konglomeratlagen, wie sie bei lokalen Priel- 'Bottom-Sets' nicht zu erwarten wäre. Auch entsprechen die granulometrischen Befunde nicht immer den 'fining upward-coarsening upward'-Großsequenzen rezenter Seegatt-Ablagerungen. So zeigt sich im Profil Remich-Scheierbiertg im Übergang von der 1. zur 2. Sequenz keine allmähliche Kornvergrößerung sondern eine scharf getrennte Auflagerung der 2. Konglomeratlage auf dem Top der 1. Sequenz (MULLER 1974). Auch zeigen die Gerölle gerade dieser Konglomeratlage eine vergleichsweise schlechte Zurundung (MULLER 1964). Nach der hier vorgelegten Interpretation, die von intermittierenden vertikalen Schollenrelativbewegungen und einem entsprechend variierenden Reliefgradienten zu den Liefergebieten ausgeht, resultierten die genannten Verfeinerungssequenzen aus der abnehmenden Verfügbarkeit größerer Verwitterungsschutts durch die abklingende Hinterlandsmorphologie. Das im wesentlichen gleichbleibende Mengenverhältnis der verschiedenen Komponenten in den vier Konglomeratlagen (MULLER 1964) spricht ebenfalls für einen mehrfach wiederholten Geröll-Eintrag in das Becken. Hätte sich die Geröll-Anlieferung auf das beginnende Rhät beschränkt und wäre das vorhandene Schuttmaterial danach mehrfach umgelagert und dann erst in Form einzelner Geröll-Lagen in die Sandstein-Folgen eingebettet worden, so müßte sich eine deutliche selektive Verarmung des Geröllspektrums und ein eindeutiger Trend zu einer erheblichen besseren Abrundung zeigen. Stattdessen besteht zwar eine verbesserte Zurundung der Gerölle der drei höheren Konglomeratlagen gegenüber denen des terrestrischen Basiskonglomerates, nicht jedoch eine zum Hangenden hin stetig zunehmende Sphärizität (vergl. MULLER 1964, MERTENS 1982, SPIES 1982).

Nur in Südost-Luxemburg war eine Dokumentation aller vier Einzelereignisse möglich, einer großflächigen Ausbreitung der Geröll-Lagen in Richtung Nordwesten stand die zunehmend akzentuierte interne Becken- und Schwellengliederung des luxemburgischen Beckenraumes

entgegen (Kap. II.7.2.1.). Die zweite, fossilführende Konglomeratlage war immerhin noch bis in die Umgebung von Junglinster zu verfolgen (MULLER 1964). Wahrscheinlich bestand zum Zeitpunkt ihrer Sedimentation eine relativ ausgeglichene Beckenbodenmorphologie. Dem entspricht auch die scharfe Auflagerung des 2. Konglomerates auf dem Top der 1. Sequenz im Profil Remich-Scheierbiert (MULLER 1974).

Im Gesamtprofil dokumentieren sich zunehmend regressive Bedingungen. Dies zeigt sich in Kalkstein-Horizonten am Top der 3. Sequenz (HENDRIKS 1982). Ein weiterer Hinweis ist die von HENDRIKS beschriebene fazielle Variabilität der 3. Sequenz, in der niederenergetische Sedimente einer küstennäheren Mischwatt- und Schlickwattfazies bei weitem dominieren, in der jedoch auch prielartige, großdimensional schräggeschichtete Sandsteine vorkommen können. Auslösendes Moment der Regression war wohl eine verminderte relative Absenkung der vormaligen Senkungszonen. Darauf deutet auch die stark kondensierte Ausbildung der 4. Sequenz Südost- und Nordwest-Luxemburgs. Im Südosten besteht sie aus einer geringmächtigen Abfolge von dünnen Geröll-Lagen und Sandsteinen, abgeschlossen von einer Karbonatbank bzw. einem kalkhaltigen Sandstein (HENDRIKS 1982). Im Nordwesten wird der Top des «ko1» durch eine dünne Lage Konglomerat und kalkhaltigen Sandsteins (Profil Loevelange; MULLER 1974) bzw. ein karbonatisches Konglomerat (Profil Attert; HENDRIKS 1982) gebildet. Demnach konnten sich grobklastische Sedimente wieder weitflächig ausstreuen und auch unaufbereitet erhalten. In isolierten Teilbecken kam es zur Karbonatfällung. Weniger subsidente Areale fielen trocken, dies belegen auch Erosionsmerkmale am «ko1»-Top im belgischen Profil Villers-devant-Orval (HENDRIKS 1982).

Auf tektonische Bewegungen als Ursache der Konglomerat-Sedimentation deutet auch die Parallele zu den von HENDRIKS 1982 in Nordwest-Luxemburg und Belgien ermittelten drei Transgressionsereignissen. Sie dürften mit den (stärker ausgebildeten) ersten drei Sequenzen Südost-Luxemburgs zu korrelieren sein. Eine mehrfache beschleunigte Absenkung des nordwestlichen Teilbeckens gegenüber dem ardennischen Rückland könnte hier als Ursache der dreifachen transgressiven Entwicklung gelten.

II.7.1.2. Oberes Rhät (ko2)

Eine Fazieskartierung in Mittel-Luxemburg (Abb. 18; SPIES 1982) erbrachte den Nachweis eines ausgedehnten Systems erosiv eingetiefter oberrhätischer Sandstränge. Glaukonitkörner in einer dieser sandigen Rinnenfüllungen (MIES 1982) belegen den marinen Charakter dieser Materialumlagerung. Mikropaläontologisch als oberes Rhät eingestufte Proben zeichneten sich durch einen niedrigeren Gehalt an Granat und Plagioklas aus als Proben des tieferen Rhäts (SPIES 1982). Auch unterscheiden sich die akzessorisch beigemischten Schwermineral-Komponenten.

Vermutlich stellte sich erst jetzt die von Hendriks 1982 für das Untere Rhät skizzierte Situation eines Ästuarin-ähnlichen Zustroms mariner Wässer vom Meer im Norden ins tiefergelegene Pariser Becken durch die Meeresstraße der Eifeler Nord-Süd-Zone ein. HENDRIKS hatte gezeigt, daß es dabei zu einem hochenergetischen Antransport erheblicher Mengen

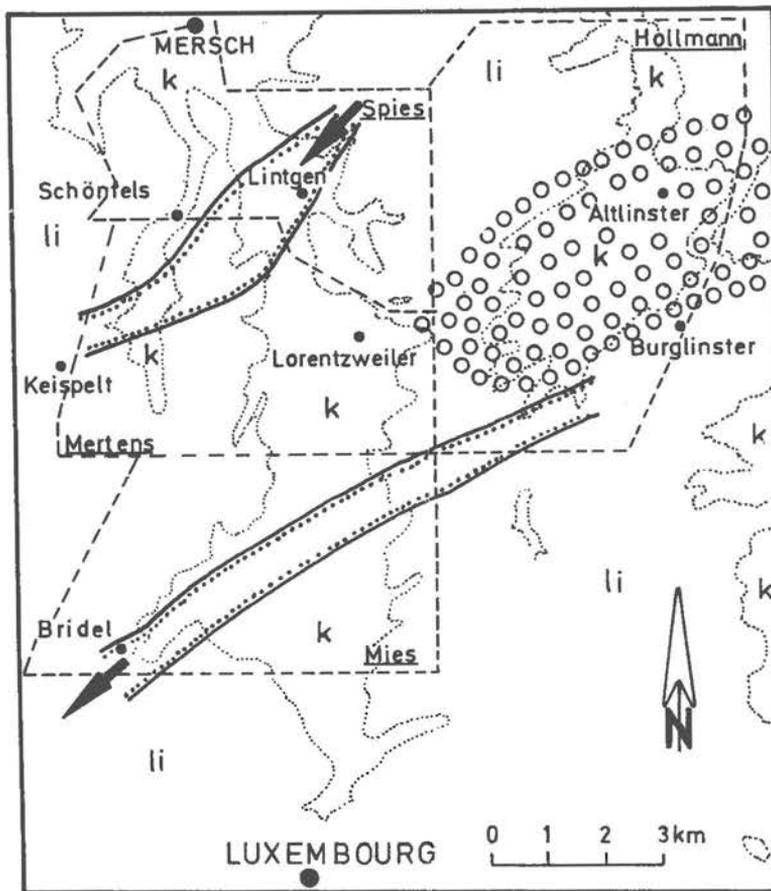


Abb. 18:

Fazieskarte des Rhäts in Mittel-Luxemburg (aus SPIES 1982; Orig.-Abb. mit frndl. Erlaubnis des Autors).

- - - : Rhät/Lias-Grenze
- ==== : Rhätsandsteinrinnen
- ○ : Konglomerate mit mehr als 0,3 m Mächtigkeit
- : Schüttungsrichtung

polyzyklisch verarmter Sande gekommen war. Bei linienhafter Eintiefung prielartiger sandanliefernder Rinnen in die vorgegebenen Wattenflächen kam es wohl zur Aufbereitung älterer Rhätserien. Es vermischten sich zwei verschiedene Materialkontingente, die verarmten Schwermineralspektren des neuangelieferten nordstämmigen Materials wurden angereichert mit den bunten unterrhätischen Assoziationen.

Im Umfeld der prielartigen Strömungskanäle kam es noch im Oberrhät zur Ablagerung typisch unterrhätischer grauschwarzer bzw. gelblicher sandig-pelitischer Intertidal-Sedimente (vergl. SPIES 1982). Daneben lagerten sich bereits die Tone des «ko2» ab. Geringfügige Verschiebungen dieser Fazieszonierung führten gelegentlich zu einer untypischen Auflagerung von «ko1» auf «ko2» (Kap. II.7.1.).

Den 'Mergeln von Levallois' ordnete HENDRIKS 1982 das Milieu niederenergetischer Küstenlagunen am Nordost-Rand des Pariser Beckens zu. Er beschrieb deren sukzessive Ausfüllung durch Zuflüsse aus der Deltaregion südlich der Siercker Schwelle. Dabei sollte es zu einer erheblichen Anlieferung smectitischer Tonminerale gekommen sein.

Dem stehen zahlreiche Befunde von SPIES 1982, MERTENS 1982 und ACHILLES et al. (in Vorb.) gegenüber, die u.a. mit Dinoflagellaten und Echinodermenresten eine zwei-

felsfrei marine Beeinflussung nachweisen konnten. Sie bestätigten damit die Ergebnisse von MULLER 1974, der aufgrund einer spärlichen Mikrofauna von Foraminiferen und Ostracoden bereits marine Bedingungen vermutet hatte.

SPIES 1982 stellte fest, daß sowohl die charakteristischen millimeter-großen Kalzitkonkretionen als auch die rote Farbe der «ko2»-Fazies als Verwitterungsphänomene zu werten sind; in frischem Bohrkern-Material erscheint stattdessen Dolomit feinverteilt in mittelbraun gefärbten Tonen. Es dokumentiert sich ein marines bzw. marin-lagunäres Milieu. Die Voraussetzungen zur konstruktiven Transformation detritischen Tonmaterials zu quellfähigen Mineralphasen waren also gegeben. Die von HENDRIKS 1982 nachgewiesenen Smectite brauchen nicht als detritisches, von Südosten angeschwemmtes Material gedeutet zu werden, stattdessen können sie als Mineralbildungen des luxemburgischen ko2-Beckenraumes gelten.

In Nordwest- und Südost-Luxemburg überlagern die Pelitserien des «ko2» den regressiven karbonatischen Top der 4. Sequenz des Unterrhät und belegen damit eine erneute Transgression während des Oberen Rhät. Bei der im basalen Teil der dortigen «ko2»-Abfolgen ausgebildeten, typisch tidalen Sändlinsen-Schichtung (HENDRIKS 1982, s. auch Profil Bommert/Schwebach, BINTZ et al. 1970) handelt es sich entweder um von Südwesten marin angeführtes Sandmaterial oder aber um einen bei der ko2-Transgression umgelagerten klastischen Randsaum der Küstenstriche.

Grau-gefärbte, tonig-sandige Partien und die vereinzelt aufzufindenden, gut gerundeten Gerölle in den basalen Partien des «ko2» im mittleren (MULLER 1964 u. 1974, KRAMP 1965, WALZ 1971) und nordwestlichen Luxemburg (HEILMANN 1979) sind als Rutschmassen zu deuten. Sie treten bevorzugt am Rande ehemaliger Schwellenzonen auf. Der Smectit-Reichtum der 'Roten Tone' begünstigte umfangreiche Massenbewegungen, als auslösendes Moment genügten sicherlich schon sehr flache Böschungswinkel. Auch die skizzierte linienhafte Unterschneidung der oberrhätischen Wattenlandschaft durch prielartige Rinnen hatte wohl zu einem schwachen Relief und zur Auslösung von Rutschbewegungen beigetragen.

Erst im Verlauf des höheren Oberrhät setzte sich allmählich die tonig-mergelige «ko2»-Fazies im gesamten luxemburgischen Beckenraum durch. Eine zeitweilig existierende Verbindung zum Meer im Norden ist nicht auszuschließen. Ein Trockenfallen der Meeresstraße nach Norden mit erneuter Transgression zur Zeit der 'Pre-Planorbis-Beds', wie es von HENDRIKS 1982 gefordert worden war, ist nach neueren Befunden nicht länger wahrscheinlich. Stattdessen ist im Luxemburger Raum beim Übergang vom Unteren Rhät zum Lias von mehr oder weniger kontinuierlichen marinen Bedingungen auszugehen. Dies wird gestützt durch einzelne Mikrofossilien, die sowohl in den luxemburgischen 'Mergeln von Levallois' als auch in marinen Sedimenten des Lias auftreten (vergl. MULLER 1974).

II.7.2. Subsidenzmuster des Oberen Keupers

Da der Wechsel «ko1»/«ko2» in verschiedenen Teilzonen des Beckens zu verschiedenen Zeiten und z.T. auch mit Rekurrenzen ablief, ist die flächige Darstellung von Mächtigkeitswerten aus der Literatur kein hinreichendes Hilfsmittel zur Rekonstruktion der unter- bzw. oberrhätischen Beckenkonfiguration. Im folgenden soll jedoch untersucht werden, in wieweit

sich bei einer Berücksichtigung der dargelegten Eigenheiten des Faziesmusters von Unterem und Oberem Rhät aus den in Abbildung A/38 dargestellten «ko1»- und «ko2»-Mächtigkeitsverteilungen Hinweise auf die jeweiligen Subsidenzmuster ableiten lassen¹⁾).

II.7.2.1. Subsidenzmuster des Unteren Rhäts (ko1)

Eine morphologische Heraushebung der Ardennen-Region entlang des variszischen Richtungselementes der Südrandzone dokumentiert sich in der verstärkten Zufuhr entsprechender Klastika. Dies erweist sich sowohl im Komponentenspektrum des rhätischen Basiskonglomerates als auch in den Schwermineral-Assoziationen der dortigen Sandsteine (Kap. II.7.1.1.). Das Mächtigkeitsmaximum dieser Region — 11 Meter «ko1» bei Loevelange (MULLER 1974) — ist gebunden an den Attert-Graben, die breite variszisch streichende Senkungszone am Südrand der Ardennen. Eine zweite, parallel verlaufende synsedimentär aktive Grabenstruktur wird faziell nachgezeichnet. Zu nennen sind

- das Vorkommen von Modiolen-Steinkernen (LUCIUS 1948, S. 109) und der in Luxemburg sehr seltenen marinen Muschel *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK (BINTZ et al. 1970) bei Kapweiler,
- transgressive granulometrische Sequenzen in den S.E.B.E.S.-Profilen bei Schwebach und Kapweiler (BINTZ et al. 1970, MULLER 1974),
- der maximale Karbonatgehalt eines «ko1»-Top-Kalksandsteins von 32% bei Kapweiler (BAUMEISTER 1979) und schließlich
- die fazielle Besonderheit der Rhätserien im Umfeld von Rippweiler und zwischen Buschdorf und Grevenknapp (LUCIUS 1948, S. 113): Verglichen mit den sonst sehr geröllarmen «ko1»-Abfolgen am Nordwest-Rand des Lias-Plateaus zeichnen sie sich durch deutlich erhöhte Geröllgehalte aus, möglicherweise ein Hinweis auf die relik-tische Erhaltung des basalen Geröllschleiers.

Alle Einzelbeobachtungen beziehen sich auf den zentralen Bereich der Grabenscholle von Buschdorf, die im heutigen Landschaftsbild als Senke in Erscheinung tritt.

Gegen Osten verklingt das Regime variszischer Richtungselemente. Bei Eppeldorf bleibt die Rhät-Mächtigkeit selbst im Zentrum der großen Grabenzone südlich der Ardennen unter einem Meter (THIELEN 1969; Abb. A/38).

In Südost-Luxemburg herrschte die Diagonalrichtung. Deutlich zeichnet sich eine synsedimentäre Senkungstendenz des Grabens von Thionville ab, die ko-Mächtigkeiten erreichen ca. 17 Meter.

Eine besondere Rolle spielte die Spezialstruktur des Mondorfer Grabens. Mehrere Hinweise deuten auf eine starke synsedimentäre Subsidenz dieses Schmalgrabens. So ist sowohl das Maximum der «ko1»-Mächtigkeiten nördlich der Siercker Schwelle (16,5m) an diese Struktur

¹⁾ Verfälschungen ergeben sich auch aus den abweichenden lithologischen Kriterien einzelner Bearbeiter zur «ko1»/«ko2»-Abtrennung. So zeigt die Färbung der basalen 'Roten Tone' gelegentliche Schwankungen, neben roten erscheinen auch dunklere, graue Töne (vergl. etwa HOLLMANN 1984). Dies führte zur unterschiedlichen stratigraphischen Bewertung der entsprechenden Pelite. Die Folge sind methodisch bedingte Mächtigkeitsvariationen, die in den geringmächtigen Rhät-Abfolgen Mittel- und Nordost-Luxemburgs zu erheblichen Fehlern führen können.

geknüpft als auch das erste in Luxemburg bekanntgewordene Vorkommen von *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK). Dieses Leitfossil war erstmals von OPPEL 1856 und 1858 im Rhät-sandstein nahe der Wolfsmühle von Ellingen erwähnt worden. Bei der stratigraphischen Einstufung der luxemburgischen Rhätserien spielte es eine entscheidende Rolle. Eine überraschend reiche Muschelfauna sowie Reste von Fisch-Zähnen, -Knochen und -Schuppen sprachen für lebensfreundliche marine Milieu-Bedingungen. Dies deutet auf ein schmales Beckenareal, in dem eine marine Wassersäule persistieren konnte und in der es zur Akkumulation auffällig hoher Sedimentmächtigkeiten kam. Selbst das Basiskonglomerat, dem im übrigen Gutland terrestrische Bildungsbedingungen zuzuordnen sind (Kap. II.7.1.1.), zeigt dort eine aquatische Prägung; dies belegt eine deutliche Gradierung der Geröll-Komponenten im Profil Hesselengerbaach, knapp westlich dieser Grabenzone (HENDRIKS 1982). Im gleichen Profil erscheinen in der regressiv geprägten, allgemein recht niederenergetischen 3. Kornverfeinerungssequenz (Kap. II.7.1.1.) noch großräumig schräggeschichtete Sandsteine. Es dokumentiert sich wohl eine ehemalige Strömungsrinne im Bereich dieser Schmalgrabenstruktur. In der südwestlichen Fortsetzung dieses Grabens erreichen die «ko1»-Serien in den Tiefbohrungen bei Mondorf (Kind- und Adelheidquelle; am äußersten Grabenrand gelegen) noch 13 Meter.

Mögliche Kontrollelemente der relativen Anhebung der Hunsrück-Region im Osten, die zur weiträumigen Geröll-Vorschüttung führte (Kap. II.7.1.1.), waren die rheinischen Bruchlinien, die heute noch die Ost-Grenze des Hunsrücks ausgestalten. Eine Mobilität diagonalen Bruchzonen in der nordöstlichen Verlängerung des stark subsidenten Grabens von Thionville wäre ebenfalls denkbar. Da die Rhätschichten im Hunsrück-Randbereich weitgehend abgetragen sind, ist eine direkte Rekonstruktion nicht mehr möglich.

Eine synsedimentäre Interferenz des variszischen Querelementes der Siercker Schwelle dokumentiert sich in den gegen Süden stark verminderten «ko1-Mächtigkeitswerten (s. dazu Kap. IV.).

Die beiden Senkungsbereiche Südost- und Nordwest-Luxemburgs, in denen eine recht vollständige Dokumentation des Sedimentationsgeschehens gewährleistet war und zwischen denen sich das Basiskonglomerat und die Top-Sequenz des «ko1» lithostratigraphisch korrelieren lassen, wurden getrennt durch ein breites Beckenareal mit stark verminderter Absenkung.

Hinweise auf eine konglomeratische Schwellenfazies finden sich bereits bei LUCIUS 1948, ANTUN 1960 und MULLER 1964. MULLER 1974 beschrieb eine NE-SW-gestreckte Konglomeratfazies, die sich von der Region Gonderange-Junglinster bis nach Echternach ausbreitet, der entsprechenden Schwellenzone wies er aufgrund granulometrischer Sequenzen eine mehrfach wiederholte regressive Tendenz zu. HOLLMANN 1984 grenzte die regionale Verbreitung dieser geringmächtigen Sonderfazies in ihrem Südwest-Teil näher ein. Er rekonstruierte die Grenzlinien Lorentzweiler-Weyer-(Godbrange) im Norden und Imbringen/(Eisenborn)-Bourglinster-Junglinster im Süden. Die Faziesgrenzen decken sich mit strukturell vorgegebenen Linien. Es zeichnet sich deutlich das diagonale Element der Luxemburger Zentralschwelle nach.

Die rheinisch streichende Bruchzone der Weißen Ernz (Abb. 5) setzt die Restschotter-Fläche des rhätischen Basiskonglomerates nach Westen hin ab. Bei Lorentzweiler setzt westlich dieser Bruchzone eine tonig-sandige Mischfazies mit sehr geringen Geröll-Gehalten ein.

Parallel dazu ist (noch innerhalb der Schwellenfazies) eine Mächtigkeits-Erhöhung von 0,3-0,7 Metern im Osten auf 1,25-1,65 Meter im Westen zu fixieren (HOLLMANN 1984). Westlich der Weißen Ernz-Linie war die Senkungstendenz zu schwach für eine Erhaltung des Basiskonglomerates. Die Gerölle wurden abgetragen und in Form vereinzelter Geröll-Schlieren in die sandig-pelitischen Mischwatt-Sedimente eingelagert.

Im Profil einer Bohrung südlich von Mersch (F606) fand SPIES 1982 im unmittelbaren Kontakt km3St/ko einen Erosionshorizont. In einer 5-6cm starken Lage waren die Gerölle zum Teil in einer grünen, tonig-dolomitischen Grundmasse, zum Teil in «ko1»-typischen schwärzlichen Psammopeliten eingebettet. Demnach kam es hier zu einer dauerhaften Kondensation und zur gemeinsamen Resedimentation unterschiedlichster Ausgangsmaterialien.

Die östliche und nördliche Verbreitungsgrenze des Basiskonglomerates läßt sich nicht sicher festlegen. Wahrscheinlich klingt es mit zunehmender Entfernung von der Luxemburger Zentralschwelle nach Nordwesten hin aus. HOLLMANN 1984 erwähnte eine Mächtigkeitabnahme von etwa 35cm bei Weyer auf etwa 5cm am Nordrand seines Arbeitsgebietes.

HOLLMANN 1984 und DITTRICH 1984 gingen noch von einer engen Bindung der konglomeratischen Schwellenfazies an die variszisch streichende Hochscholle des «Sattels von Blaschette» aus. Diese Fehl-Einschätzung resultierte aus der damaligen Unkenntnis diagonalen Strukturelemente; bei deren Berücksichtigung ergibt sich eine schlüssige Interpretation, bei der auch die nach Echternach ausgerichtete nordöstliche Fortsetzung der Schwellenfazies erklärt werden kann.

Eine nordwärtige Ergänzung im Südeifel-Bereich scheitert an der geringen Datenzahl.

Über die Region unmittelbar östlich und südöstlich des genannten Areals ausgedehnter Restschotter liegen für eine genauere Analyse der Beckenkonfiguration zu wenige Daten vor. Allerdings scheint sich eine Beeinflussung durch die südöstliche Teilstruktur der Luxemburger Zentralschwelle abzuzeichnen. In der von LUCIUS 1948 (S. 119) erwähnten auffällig hohen «ko1»-Mächtigkeit von 15 Metern am Witeschbiert bei Medingen könnte sich — sofern diese Beobachtung zutrifft (Anmerkungen dazu in MULLER 1974, S. 29) — eine mit der diagonalen Hauptrichtung interferierende Wirkung des variszischen Richtungssystems dokumentieren. Möglicherweise bildet sich darin eine engräumige Senkungstendenz des variszisch streichenden Teilstücks des Schmalgrabens von Canach bzw. dessen Fortsetzung ab (Abb. 3).

Insgesamt wurde der unterrhätische Sedimentationsraum also durch ein Wechselspiel aller drei Richtungssysteme kontrolliert. Dabei herrschten im Nordwesten die variszisch streichenden und im Südosten die diagonalen Richtungselemente vor, im mittleren Teil spielten auch rheinische Bruchzonen eine Rolle (Tafel 7/3).

II.7.2.2. Subsidenzmuster des Oberen Rhäts (ko2)

Der Verlauf der prielartigen, sand-anliefernden Strömungsrinnen des Oberen Rhäts folgte generell tektonisch angelegten Senkungsfeldern. Dabei läßt sich eine Interferenz diagonal und variszisch streichender Richtungselemente feststellen. Die nördlichere der von SPIES 1982 rekonstruierten Sandrinnen liegt im zentralen Teil des diagonal streichenden Luxemburger Zentralgrabens, in unmittelbarer Verlängerung des 'Süd-Eifeler Zentralgrabens' (Abb. 4). Im

Südwest-Teil der Rinne deutet sich ein schwaches Umschwenken nach Westen an. Es deckt sich mit dem Verlauf einer variszisch streichenden Grabenscholle, der Senkungszone von Ansembourg-Lintgen. Eine ähnlich wechselnde Einflußnahme diagonalen und variszischer Richtungen dokumentiert der Verlauf der südlicheren Rinne Eisenborn-Roudenhauff/Bridel. Während sie im Osten noch dem Streichen der variszisch streichenden Tiefscholle von Junglinster folgt, biegt sie im Westen in die Diagonalrichtung um und weist in ihrer Verlängerung auf eine schmale Grabenscholle innerhalb der Luxemburger Zentralschwelle. Die von SPIES 1982, MIES 1982 und HOLLMANN 1984 eingemessenen, generell nach Südwesten gerichtete Vorschüttung der Rinnensande bestätigt diese Ergebnisse.

Eine denkbare nördliche Fortsetzung der Rinne Eisenborn-Roudenhauff/Bridel ist die Schmalgrabenzone Dillingen-Waldbillig-Bourglinster. Ein Vorkommen 4-5m mächtiger «ko1»-Serien mit basaler Konglomeratlage und kompakten Sandsteinen inmitten der Luxemburger Zentralschwelle bei Dillingen (HURLER 1968; eine zusätzliche Mächtigkeitserhöhung infolge der Überlagerung diagonalen Einflüsse ist hier nicht auszuschließen) und vergleichsweise hohe Mächtigkeiten in der Region Reuland-Godbrange könnten darauf hindeuten. Diese Schmalgrabenstruktur wäre dann als einer der Zufuhr-Wege der von Norden kommenden Sande aufzufassen. Dabei kam es zur Erosion der unterrhätischen Schwellenfazies Nordost-Luxemburgs. Während bei Dillingen das basale Konglomerat durch die starke lokale Subsidenz erhalten geblieben ist und sich auch im Profil Bourglinster (MULLER 1974) nur ein randliches Übergreifen einer (vermutlich oberrhätischen) Sandsteinfolge auf eine tonig-sandig-konglomeratische ko1-Schwellenfazies zeigt, greifen im Profil Eisenborn (HOLLMANN 1984) geröllführende Sandsteine mit Steinmergel-Komponenten unmittelbar auf km3St auf und belegen so eine vollständige Aufarbeitung älterer Serien.

Die schon für das Untere Rhät skizzierte Schwellenzone im Umfeld der diagonal streichenden Luxemburger Zentralschwelle (Kap. II.7.2.1.) trat auch während des Oberrhät in Erscheinung. Eine gleichmäßige Überdeckung mit mächtigen oberrhätischen Sedimenten unterblieb. Über dem Steinmergelkeuper lagern dort Gesteinsserien sehr unterschiedlicher Altersstellung. Es sind Reste des unterrhätischen Basiskonglomerates, eine stark kondensierte pelitische «ko1»-Fazies, geringmächtige rote Tone des «ko2» oder aber oberrhätische sandige Rinnenfüllungen. Da Rhätsandsteine Mittel-Luxemburgs gelegentlich vereinzelte Steinmergel-Gerölle enthalten, die wahrscheinlich aus der fraglichen Schwellenzone stammen, ist auch eine erosive Kappung der obersten Steinmergelkeuper-Serien anzunehmen.

Folgen unmittelbar über dem km3St Relikte einer «ko1»-ähnlichen Fazies, so bleibt deren Altersstellung unsicher; es kann sich um Unterrhät oder um unteres Oberrhät handeln. Werden Sedimente einer «ko1»-Fazies hingegen von roten Tonen eingeleitet (MULLER 1964: Grundhof-Berdorf u. Rippig-Bech; TRAORÉ 1977), handelt es sich höchstwahrscheinlich bei der gesamten Suite um Äquivalente des Oberrhät.

Die bei Rippig-Bech beobachtete Besonderheit, daß neben Quarzgeröllen auch Konglomerat-Brocken in einer stark reduzierten mittel- bzw. oberrhätischen Abfolge auftreten (LUCIUS 1948), ist ebenfalls dem Einfluß der Luxemburger Zentralschwelle zuzuschreiben. Hier konnte sich die basale Konglomeratlage relativ lange erhalten. Sie wurde intensiv zementiert und bot einer Aufarbeitung während des Oberrhät erheblichen Widerstand. Konglomeratstücke wurden entlang von Kluftrissen abgelöst und im Bereich der Schwellenregion geringfügig umgelagert.

Die Daten im Süd-Eifel-Bereich beschränken sich auf zwei Aufschlußpunkte, das Profil Hunnenkopf nördlich Bollendorf ($\geq 0,9\text{m}$ «ko1», HENDRIKS 1982) und das Profil Burghof bei Oberweis (1,7m «ko1»; HENDRIKS 1982, vergl. auch ANTUN 1960). In beiden dokumentieren sich hohe Strömungsenergien. Ein Basiskonglomerat fehlt, geröllführende Rhätsandsteine dominieren, tonige oder siltige Fraktionen treten nur untergeordnet auf (HENDRIKS 1982). Beide Profil-Punkte lagen wohl im Bereich der Zufuhrwege der durch die Eifeler Nord-Süd-Zone angelieferten Sande. Auch eine gewisse Beimischung ost-ardennischen Sedimentmaterials ist anzunehmen (vergl. ANTUN 1960). Das Hunnenkopf-Profil liegt in der Fortsetzung der rheinischen Schmalgrabenzone Dillingen-Waldbillig-Bourglinster, das Burghof-Profil am Westrand der Echternacher Grabenzone. Auch das von GREBE 1894 bei Alsdorf erwähnte Vorkommen 2-3m mächtiger Rhätsandsteine befindet sich innerhalb der Echternacher Grabenzone, nahe der vergleichsweise stark mobilen Ostrandstörung dieser Struktur.

In Annäherung an die interferierende Diagonalstruktur der Luxemburger Zentralschwelle kam es wohl zu einer Verengung des Senkungsfeldes auf den unmittelbaren Bereich der östlichen Bruchzone. Darauf deutet das von MULLER 1964 erwähnte Vorkommen beim Aesbach nordwestlich von Echternach, wo 0,5m mächtiger (wahrscheinlich oberrhätischer) Rhätsandstein unmittelbar dem Steinmergelkeuper aufliegt. Wahrscheinlich bündelten sich die Sandströme im Umfeld von Echternach, um sich dann östlich des heutigen Lias-Plateaus nach Süden hin fortzusetzen.

Die während des Unterrhäts stark subsidenten Areale Nordwest- und Südost-Luxemburgs spielten im ko2 keine wesentliche Rolle mehr. Im Anschluß an die regressive Tendenz des ausgehenden ko1 (Kap. II.7.1.1.) erscheinen dort keine Hinweise mehr auf eine nennenswerte Materialzufuhr von den Hinterländern der Ardennen bzw. des Hunsrücks, lediglich eine schwache oberrhätische Ingression deutet sich an (Kap. II.7.1.2.). Bei Medingen, d.h. innerhalb der Grabenzone von Volmerange-Aspelt-Gostingen (Abb. 4), beschrieb MULLER 1974 einen 2,5m mächtigen kompakten Sandstein am Top der «ko1»-Fazies, möglicherweise eine oberrhätische Rinnenfüllung; die dortige «ko2»-Basis weist die für bevorzugte Senkungszonen typische sandige Flachlinsenschichtung auf (HENDRIKS 1982).

Südlich der Siercker Schwelle, bei Kédange, bestand während des Rhäts ein großer Deltakomplex. Im unteren, mächtigeren Teil der deltatischen Sand-Abfolgen ermittelte HENDRIKS 1982 eine nach Westen bzw. Westnordwesten gerichtete Vorschüttung. Im höheren Teil weist die Schüttung in eine nördliche Richtung (NW-NNW-NE; vergl. auch ANTUN 1960). Zur Deutung dieses markanten Schüttungswechsels zog HENDRIKS eine Ablenkung durch küstenparallele Strömungen heran. Im Wissen um die stratigraphische Vieldeutigkeit der «ko1»-Fazies sollte jedoch geprüft werden, ob sich in dieser veränderten Abflusssituation nicht die mit dem Wechsel Unter-/Ober-Rhät verbundene Abwandlung des Subsidenzmusters abbildet. Die einsetzende Vorschüttung nach Norden legt eine verstärkte Subsidenz des Grabens von Thionville und einen dementsprechend veränderten Reliefgradienten nahe. Die variszisch streichende Siercker Schwelle müßte dann gegenüber der diagonal streichenden Grabenstruktur an Bedeutung verloren haben. Dies stünde im Einklang mit den geschilderten strukturellen Gegebenheiten des luxemburgischen Oberrhäts, die durch eine vergleichsweise starke Betonung diagonalen Strukturelemente charakterisiert waren.

III. Ergebnisse der Subsidenzmuster-Rekonstruktionen

Aus den dargelegten Untersuchungen ergaben sich 16 Subsidenzmuster-Karten, in denen die variierende Beweglichkeit vom Sockel vorgegebener Strukturelemente abzulesen ist (Tafel 7/1-3).

Bei den im Einzelfall ermittelten synsedimentären Bewegungszonen handelt es sich stets um Flexurzonen. Konkrete Hinweise auf eine ruptuelle Deformation während der oberen Trias fehlen. Insofern besteht ein wesentlicher Unterschied zum gegenwärtigen, von intensiver Bruchtektonik bestimmten strukturellen Inventar des Untersuchungsgebietes. Entlang der heutigen Störungslinien verliefen damals synsedimentär aktive, durch kontinuierliche Sedimentzufuhr morphologisch weitgehend kompensierte Bewegungszonen (Scharnierzonen, 'hinge lines' bei KASSLER 1973). Heute scharf umgrenzte Horststrukturen fungierten als schwach gewölbte Schwellenzonen oder aber als in der morphologisch nicht in Erscheinung tretende Areale mit verminderter Absenkung. Analoges gilt für die heutigen Gräben.

Deutlich zeigt sich auch, daß das heutige Bruchinventar des Untersuchungsgebietes weitaus komplexer als das triadische ist. Die sich in den Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen abzeichnenden Becken- und Schwellenzonen waren noch relativ einfach strukturiert. Erst im Verlauf der känozoischen Heraushebung der paläozoischen Massive von Ardennen, Eifel und Hunsrück (vergl. dazu FUCHS et al. 1983a), kam es zur starken bruchhaften Deformation und kleinräumigen Zerstückelung des post-variszischen Schichtstapels. Innerhalb der vorgegebenen Anisotropierichtungen des Sockels wurden dabei zusätzliche Bewegungsbahnen mobilisiert, hinzu traten kleinere, wenig tiefreichende Entlastungsbrüche.

Der Nachweis unterschiedlicher Schollen-Mobilitäten im mesozoischen Deckgebirgs-Stockwerk ist bereits in der Norddeutsch-Polnischen Senke (s. etwa BENEK et al. 1971, ALTHEN et al. 1980, SCHRETZENMAYR 1981, BEUTLER & SCHÜLER 1981, SCHWAB 1981) und im süddeutschen Raum (KRIMMEL 1980) erfolgreich geführt worden. BENEK et al. 1971 prägten dafür den Begriff 'tektonische Rayonierung'. Auch bei diesen Untersuchungen ergab sich eine Aktivitäts-Konstanz alt-angelegter Brüche und eine permanente Schollen-Mobilität seit dem Ende der variszischen Tektogenese, wobei zu bestimmten Zeiten immer nur einzelne tektonische Richtungselemente des stationären Bruchnetzes (BURTMAN 1979) bewegt worden sind.

Salinarsedimente können als hochsensible lithofazielle Indikatoren vertikaler Schollenbewegungen gelten, da ihre Entstehung von empfindlichen Lösungsgleichgewichten abhängig ist, die auf ein extrem geringes Relief reagieren. Auch marinen tonig-karbonatischen Serien kann eine hohe Abbildungsgenauigkeit für Mobilitätsunterschiede des Beckenbodens zugeschrieben werden (vergl. dazu SCHRETZENMAYR 1981). Optimale Nachweis-Bedingungen bieten randnah oder auf Schwellenzonen abgelagerte Wechselfolgen aus tonigen, karbonatischen und sulfatischen Gesteinskomponenten.

Für die hier analysierte Schichtenfolge trifft all dies in idealer Weise zu. Auch der vielfache Wechsel der Liefergebiete bildet einen weiteren günstigen Faktor zur genauen Rekonstruktion von Hebungs- und Senkungsbewegungen. Dennoch können die hier vorgestellten Subsidenzmuster-Karten nur als Arbeits-Hypothesen gelten, die sich im Zuge zunehmender Daten-Erfassung sicherlich abwandeln werden. Dies ist der bei einzelnen Schichtgliedern noch recht schmalen Datenbasis zuzuschreiben. In 4 von 16 Fällen sind die abgebildeten Subsidenzmuster-Karten vergleichsweise wenig abgesichert; auf den Tafeln 7/2 und 7/3 sowie der Abbildung 19 wird dies durch ein Sternchen am entsprechenden stratigraphischen Symbol angezeigt.

III.1. Grundzüge der Beckenentwicklung

Für den luxemburgischen Teil der Trier-Luxemburger Bucht ist die strukturelle Entwicklung im Zeitraum zwischen Unteren Ceratitenschichten (mo2C1) und Grenzdolomit (ku2G) relativ einfach zu umreißen. Lediglich variszisch und rheinisch streichende Struktureinheiten waren mobil, Unterschiede zwischen den einzelnen Schichtgliedern leiten sich aus der wechselnden Akzentuierung des einen oder des anderen Richtungssystems ab (Abb. 19). In den stark variszisch geprägten Zeitabschnitten von mo2C2, ku2B und ku2G trat die Ardennen-Südrandzone als nördliche bzw. nordwestliche Beckengrenze in Erscheinung. Nur während des mo2C1 und des ku1 war die Küstenlinie von rheinischen Richtungselementen bestimmt worden. Dementsprechend wechselte auch die relative Akzentuierung der einzelnen Liefergebiete.

Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zum paläogeographischen Konzept früherer Bearbeiter. M.LUCIUS und nach ihm zahlreiche andere Autoren waren von einer generellen N-S- bzw. NNE-SSW-Orientierung der triassischen Beckengrenzen ausgegangen (vergl. dazu LUCIUS 1948, Fig. 15 u. z.B. SCHRÖDER 1952, MULLER, PARTING & THOREZ 1973). Dementsprechend hatte die heutige Grenze zwischen Gutland und Ösling lediglich als Erosionsgrenze gegolten, die die Linien der Isopie quert und mit den primären Beckengrenzen nichts gemein hat. Dem wird hier die Vorstellung eines von interferierenden Richtungselementen geprägten und in seiner strukturellen Konfiguration recht wechselhaften Ablagerungsraumes entgegengesetzt. Auch eine zunehmende Drehung der Küstenlinien aus der rheinischen NNE-SSW- in eine ENE-WSW-Richtung, wie es beispielsweise von WIEBEL 1968, MULLER 1974, BERNERS et al. 1984, DITTRICH 1984 und zuletzt noch von BOCK 1988 beschrieben worden ist, kann mit den vorliegenden Daten nicht bestätigt werden. Stattdessen ist schon im Zeitraum von mo2C1 und ku2G eine diskontinuierlich wechselnde Dominanz variszischer oder rheinischer Richtungen zu beobachten. Dies schlug sich ebenso in der Ausgestaltung des Beckenrandes im Norden bzw. Nordwesten nieder wie auch in der internen Gliederung des Beckens in Felder stärkerer oder schwächerer Absenkung.

Gegenüber den vorgenannten Zeitabschnitten nimmt der Untere Pseudomorphosenkeuper (km1P1) eine Sonderstellung ein. Ungeachtet der Tatsache, daß auch in dieser Zeit in Luxemburg nur variszische und rheinische, nicht aber diagonale Richtungselemente in Erschei-

Symbol*	schemat. Profil	Liefergebiete**	aktive Richtungssysteme
ko ₂			
ko ₁			
km _{3St3} *			
km _{3St2} *			
km _{3St1}			
km _{3R}			
km _{2E} *			
km _{2D} *			
km _{2S2}			
km _{2S1}			
km _{1P2}			
km _{1P1}			
ku _{2G}			
ku _{2B}			
ku ₁			
mo _{2C2}			
mo _{2C1} *			

*: Sternchen:
rel. geringe
Datenbasis

**:
 : Ardennen-
Material:
Quarze, Quarzite
(i.w. dunkelgrün),
Sandsteine,
Schiefer (unter-
geordnet);
schwarze Quarzite
und Kieselkalke
(ab km3St3);
Tonminerale

: durch die
Eifeler
N-S-Zone
angeliefertes
Material
(zeitweilig mit
Ardennen-Material
untermischt):
Quarz, Muskowit;
Tonminerale

: Material
aus der
Hunsrück-Region:
dunkle Quarzite,
Quarze, Arkosen,
Kieselkalke,
Kieseloolithe;
Tonminerale

: starke
Absenkung
SW-Luxemburgs

Abb. 19: Sedimentäre und strukturelle Entwicklung im Zeitraum zwischen Unteren Ceratitenschichten und Oberem Rhät.

nung traten, kam es im Südwest-Teil des Untersuchungsgebietes zu einer außergewöhnlich starken Beckenabsenkung. Dies wird durch ein entsprechendes Mächtigkeitsmaximum nachgezeichnet und durch die Fazies der km1P1-Abfolgen, die einen erheblichen Reliefgradienten von Norden und Nordwesten in Richtung des südwest-luxemburgischen Teilbeckens abbildet (Kap. II.5.1.2.a.). So zeigt sich beispielsweise eine auffällige Reichweite ardennischer Klastika. Darüberhinaus kam es zum erosiven Anschnitt neuer Teilgebiete der Ardennen. Anhand von Schwermineral-Untersuchungen wies ANTUN 1953 den Beginn einer Material-Zufuhr aus metamorphen ardennischen Massiven im Pseudomorphosenkeuper nach. Genannt wurde etwa die Zone von Libramont-Bastogne. Die Ursache dieser paläogeographischen Entwicklung war wohl die Belebung der rückschreitenden und linienhaften Erosion in den Hinterländern. Die Drehung der Uferlinien in die variszische WSW-ENE-Richtung war sicherlich nicht der Grund; auch in den vorhergehenden Zeitabschnitten von ku2B und ku2G hatte die nordwestliche Beckengrenze am Südrand der Ardennen gelegen. Zur Zeit des Oberen Pseudomorphosenkeupers (km1P2) endete die starke Subsidenz Südwest-Luxemburgs. Stattdessen zeigte sich eine gewisse Ausdehnung des Senkungsfeldes südlich der Ardennen-Südrandzone nach Westen. Die Serien des 'Konglomeratischen Dolomithorizontes', des basalen km1P2, greifen über die bisherigen Beckengrenzen hinweg; auf belgischem Gebiet überlagern sie unmittelbar den devonischen Sockel (vergl. BOCK 1988).

Im Unteren Schilfsandstein (km2S1) dokumentiert sich in Luxemburg erstmals innerhalb der hier untersuchten Zeitspanne von mo2C1 bis ko2 eine Mobilisierung diagonalen Richtungselemente. Diagonal-streichende Bruchstrukturen, die auch im heutigen Landschaftsbild markant in Erscheinung treten, hatten deutlichen Einfluß auf die Sedimentation des Schilfsandsteins. Dies gilt etwa für die — heute als Bruchzone ausgebildete — Linie Esch-Sandweiler-Biwer, die Hochstruktur von Kayl-Syren-Newel und in untergeordnetem Maße auch für das Senkungsfeld des (heutigen) Mondorfer Schmalgrabens. Im Nordosten, im Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone, dominierte hingegen das rheinische Richtungssystem. Verbunden mit der starken Mobilität diagonalen und rheinischer Strukturelemente war die Inaktivierung des nordwest-luxemburgischen Sedimentationsraumes am Südrand der Ardennen (Kap. II.5.2.2.). Dort blieben nahezu keine km2S1-Sedimente erhalten.

Nach dem skizzierten Wechsel des Subsidenzmusters an der Grenze Oberer Pseudomorphosenkeuper/Unterer Schilfsandstein traten diagonale Richtungselemente in der gesamten verbleibenden Zeitspanne bis zum Oberen Rhät als beckenkontrollierende Elemente in Erscheinung. Vom Oberem Schilfsandstein (km2S2) über Dunkle Mergel (km2D) und Elie-de-Beaumont-Dolomit (km2E) bis hin zu den Roten Gipsmergeln (km3R) spielten sie eine zunehmende Rolle. Dabei verbreiterte sich das im Schilfsandstein angelegte Senkungsfeld Südost-Luxemburgs erheblich. Es untergliederte sich in zwei separate Senkungsräume, den Luxemburger Zentralgraben im Nordwesten und eine breite Senkungszone im Südosten, einem Vorläufer des späteren Grabens von Thionville.

Eine Folge dieser Dominanz diagonalen Strukturelemente war, daß das nordwest-luxemburgische Gebiet (nach einem kurzen Zwischenspiel im Oberen Schilfsandstein, Kap.

II.5.2.2.) generell weniger stark abgesenkt wurde. Die dortigen Schichtenfolgen weisen eine markante Schichtlücke im mittleren und oberen Mittelkeuper auf.

Erst während des Unteren Steinmergelkeupers — im Zuge einer Remobilisierung variszisch streichender Strukturelemente — wurde diese Region wieder als Sedimentationsraum erschlossen. Während des km3St1 und (möglicherweise auch des km3St2) erfaßte die Subsidenz das gesamte Areal der heutigen Trier-Luxemburger Bucht. Die Absenkung war erheblich. Es bildete sich eine SW-NE-streichende Beckenachse heraus, die Luxemburger Zentralschwelle trat nicht in Erscheinung.

Wieder wurde die nordwestliche Beckengrenze durch die Ardennen-Südrandzone bestimmt. Es begann eine Entwicklung, die im Unteren Rhät mit der Etablierung der westlichen Ardennen als Liefergebiet erheblicher Sedimentmassen endete. Während des Oberen Steinmergelkeupers (km3St3) dokumentiert sich dies in einer ersten Vorschüttung von Sanden und einzelnen grauschwarzen, typisch 'rhätischen' Kieselgeröllen. Hinweise auf eine Anlieferung von Sockel-Material aus den Ost-Ardennen fehlen. Wahrscheinlich unterlag die Region im weiteren Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone während des km3St3 und ko1 keiner stärkeren relativen Anhebung gegenüber dem Beckenraum im Süden. Es kam lediglich zur Aufarbeitung liegender Keuper-Serien; charakteristisch sind Dolomit- und Mergelgerölle.

In den östlichen und südöstlichen Beckenarealen hatten sich in den Schichtgliedern von mo2C1 bis km3St2 keinerlei Hinweise auf eine den Ardennen bzw. dem Gallisch-Ardennischen Land entgegengesetzte Randfazies ergeben. Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen deuteten generell auf eine Fortsetzung des Beckenraumes in östlicher Richtung. Dies änderte sich während des Oberen Steinmergelkeupers, insbesondere aber während des Unteren Rhäts. In dieser Zeit trat die Hunsrück-Region als Liefergebiet erheblicher Geröll-Mengen in Erscheinung (Kap. II.7.). Ein großer Teil der Gerölle läßt sich vom triadischen Deckgebirge des Hunsrücks herleiten. Neben Geröllen des Oberen Muschelkalks finden sich auch solche, die an die Kieselkrusten des Pseudomorphosenkeupers der ardennischen Randfazies erinnern (ANTUN 1960). Sichere Hinweise auf jüngere Geröll-Komponenten fehlen.

Es dokumentiert sich der Werdegang vom sedimentgespeisten Senkungsareal (während des unteren Mittelkeupers?) über eine relativ schwach subsidente Beckenteilzone (im mittleren Mittelkeuper) bis hin zum Abtragungsgebiet. Die Untersuchungen von ANTUN 1960 machten hohe Reliefenergien an den Rändern der Hunsrück-Region während des ko1 wahrscheinlich.

Im Oberen Rhät klang die Vorschüttung von Hunsrück-Material ab. Stattdessen kam es zur Sediment-Anlieferung von Norden her. Neben polyzyklisch verarmten Sanden vom Nordrand der Ardennen (vergl. HENDRIKS 1982 u. Kap. II.7.) und umgelagertem Material älterer Trias-Serien (Keupermergel, gut gerundete Komponenten älterer Konglomerate) wurde auch 'frisches' Sockelmaterial aus der östlichen Ardennenregion zugeführt. Dies belegen die Geröll-Untersuchungen von ANTUN 1960 in einem Rhät-Konglomerat bei Oberweis in der Süd-Eifel. Für ANTUN, der bei seiner genetischen Interpretation die paläogeographischen

Vorstellungen von LUCIUS 1948 zugrunde gelegt hatte, war der Nachweis eines relativ nahegelegenen exponierten devonischen Sockels recht überraschend. In das vorliegende paläogeographische Konzept einer sehr früh einsetzenden Mobilität der Ardennen-Südrandzone fügen sich die genannten Resultate jedoch problemlos ein. Danach waren in den Ost-Ardennen bei weitem nicht so mächtige triadische Deckschichten zu erwarten, wie es das LUCIUSsche Modell rheinisch orientierter Uferlinien nahelegt. Vielmehr sollte hier — als Folge des während der Trias mehrfach wechselnden Regimes rheinischer, diagonalen und variszischer Elemente — eine relativ dünne Sediment-Bedeckung vorgelegen haben. Eine Unterschneidung dieser Deckschichten während des Oberen Rhäts ist vorstellbar, in dieser Zeit dokumentiert sich generell ein starker Gefällsgradient zum Pariser Becken hin (Kap. II.7.1.2.).

In allen hier untersuchten Schichtgliedern besteht ein klarer Zusammenhang zwischen der relativen Beteiligung der drei Richtungssysteme an der Ausgestaltung der einzelnen Beckenkonfigurationen, wie sie sich in den Mächtigkeitsmustern dokumentiert, und der vorherrschenden Lithofazies.

Zur Ablagerung nahezu detritusfreier Gesteinsabfolgen — Wechsellagerungen von Gipsmergeln und Dolomiten — kam es in den Zeiträumen, die durch ein Regime diagonalen Richtungselemente geprägt waren. Dies gilt für die Schichtglieder (km2D,) km2E, km3R, km3St1 und km3St2. Da die Bruchlinien des diagonalen Systems weder unmittelbar an die Ardennen im Nordwesten noch an den Hunsrück im Südosten grenzen, blieb der Reliefgradient zu diesen potentiellen Liefergebieten gering, die Menge des zugeführten klastischen Materials ebenso. Auch die Eifeler Nord-Süd-Zone blieb in diesen Zeiträumen relativ inaktiv.

Zur Bildung klastisch dominierter Schichtglieder kam es, wenn maßgeblich rheinisch streichende Brüche mobil waren. Von Norden angelieferter Verwitterungsschutt konnte dann recht weit in das Innere des Beckens transportiert werden, ohne daß dessen Ausbreitung von variszischen oder diagonalen Querelementen nennenswert behindert worden wäre. Als Beispiele sind hier ku1, km2S und ko2 zu nennen.

Mit einer beckenweit dokumentierten Akzentuierung des variszischen Richtungssystems schließlich war allgemein auch eine Aktivierung der Ardennen als Liefergebiet verbunden. Solche Zeiträume — mo2C2, km1P1 und km1P1 etwa — sind durch eine starke Vorschüttung grober endemischer Klastika nach Süden gekennzeichnet.

In Abbildung 19 sind die hier skizzierten Zusammenhänge in schematisierter Form dargestellt. Es wird deutlich, daß es sich bei den vorweg genannten paläogeographischen Grundmustern lediglich um idealisierte Extremfälle handelt, da den meisten Schichtgliedern eine Mobilität von zwei oder sogar drei Richtungssystemen zuzuordnen ist.

Insbesondere für die Beckenkonfiguration des höheren Mittelkeupers und des Oberkeupers ist die interferierende Aktivität aller drei Richtungssysteme charakteristisch. Das Resultat war eine starke Zerstückelung des Beckenraumes in Felder unterschiedlicher Mobilität und

eine hohe Komplexität der Faziesmuster (vergl. Tafel 7/3). Dabei wurde der nordwestliche Becken-Teilbereich überwiegend von variszischen, der nordöstliche von rheinischen und der südöstliche Becken-Teilbereich von diagonalen Strukturelementen geprägt.

	mo2C1	mo2C2	ku1	ku2B	ku2G	km1p1	km1p2	km2St1	km2S2	km2D	km2E	km3R	km3St1	km3St2	km3St5	ko1	ko2
variszisch streichende Richtungselemente:	++	+++	+	+++	++	++	++	-	++	-?	-?	+	++	+	++	++	+
Ardennen-Südrandzone östlicher Teil		++	+	+++	++								++		++?		
westlicher Teil		+++		+++	++	++	++		++				++	+	++	++	++?
Warktal-Linie		+		++	++	++	++		++?								
Peckelshaff-Linie		++		++	+	+++	++							+			
Attert-Graben					+	++	++								+	++	
Horst v. R.-R./S.						++	++								+	+	
Bruchlinie H.-E./P.						+++	++								+	+	
Horst v. Echternach			++	?		++	++										
Schuelle v. B.-B.						++	++										
Bruchlinie K.O.U.S.	++	+	++														
Schmalgraben v. Canach		++	+														++?
Bruchlinie A.R.S.	+++	+++	+	?	?							++	++	++?	?	++	?
Siercker Schuelle																	
diagonal streichende Richtungselemente:	-	-	-	-	-	-	-	++	++	+++	+++	+++	++	++	++	++	++
Luxemb. Zentralgraben								+	+	++	++	++		++		++	+
Luxemb. Zentralschuelle								+	+	++	++	++		+		++	++
Spezialgraben i.d. Bruchlinie E.S.B.								+	+			++					++
Grabenzone S.A.U.B.								++	++								
Horst v. K.S.N.								++	++								
Grabenzone V.A.G.								++	++								
Schmalgraben v. Canach								++	++								+
Graben v. Thionville										?	?	++		++	++	++	+
Hondorfer Graben									++	++	++				+	++	++
SE-Abbruch des Gr.v.Th.													++				
rheinisch streichende Richtungselemente:	++	++	+++	++	++	++	++	++	++	+	-?	-	-	-	+	++	++
Saargauer Grabenzone		++?	++	++	++	+	?	++?	++?								
Echterbacher Grabenzone Nord-Teil		++	++	+	++	+	++	++	++	++?					+		++
Süd-Teil			++			++	++	+	+								
Moselgraben						++	++										
Bruchlinie N.-B.								++	++								
Dillinger Schmalgraben			+	+				++	+								++
Bruchlinie d. W.E.					++				+							++	++
Bruchlinie S.-Sch.				+	++	++	++		+								
Bruchlinie R.-M.						++	++		+		+						
Bruchlinie B.R.G.						++	++		+		+						
westlichere Bruchlinien				++		++	++		+		+				++	++?	++
rheinisch orientierter Beckenrand in Mittel-Luxemburg			+++														
rheinisch orientierter Beckenrand in West-Luxemburg	+++																

Tab. 4: Mobilität einzelner Struktureinheiten während der oberen Trias.

Abkürzungen wie Abbildungen 3 bis 5

<p>+++ : beherrschend ++ : deutlich + : schwach</p>	<p>- : immobil</p>
---	--------------------

III.2. Überlegungen zum Phänomen der 'Sekludenzen'

In Mitteleuropa wird die Zeit der Trias allgemein als Phase relativer tektonischer Ruhe angesehen, da Hinweise auf stärkere tektonische Pulse fehlen (vergl. etwa ZIEGLER 1982). Die Ansicht, beim germanischen Sedimentationsraum handle es sich um ein langsam und stetig — «säkular» — absinkendes Becken (WURSTER 1964, 1965) mußte allerdings im Verlauf fortschreitender Bearbeitung revidiert werden. Stattdessen zeichnete sich ein zeitweilig recht diskontinuierlich ablaufender Sedimentationsprozess ab. Im Buntsandstein ließen sich mit der 'V-' und der 'H-Diskordanz' zwei Sedimentationsunterbrechungen nachweisen, die auf eine tektonische Umgestaltung des Beckenraumes zurückgehen (TRUSHEIM 1961, BEUTLER & SCHÜLER 1978), auch im höheren Mittelkeuper ließ sich eine solche Diskontinuität fassen. An dieser 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' zeigten sich in Schwellengebieten Schichtlücken bis hinunter zum Buntsandstein (WOLBURG 1969), es wurden Schichtausfälle von bis zu 600 Metern festgestellt. Damit verbunden war ein markanter Wechsel der Sedimentationsbedingungen, vormalige Beckengrenzen wurden überschritten (SCHRÖDER 1982). Neben einem Beginn halokinetischer Bewegungen waren auch neugebildete Störungssysteme nachzuweisen (BEUTLER & SCHÜLER 1978). Die Intensität der Bewegungen entsprach der einer 'Diktyogenese', wie sie von v.BUBNOFF 1954 beschrieben worden war (BEUTLER & SCHÜLER 1978). Es dokumentiert sich eine mittelspannige Becken- und Schwellengliederung, die Diskordanzwinkel bleiben meist weit unter 2 Grad. Eine zusätzliche Überprägung durch eustatische Meeresspiegelschwankungen wurde von TRUSHEIM 1963, SCHRÖDER 1982, ZIEGLER 1982 und DUCHROW 1982 diskutiert. DUCHROW 1984 nannte die 'Altkimmerische Hauptdiskordanz' eine paläotektonische Zäsur erster Ordnung, bei ZIEGLER 1982 wird sie als 'Main Unconformity' bezeichnet.

Mit zunehmender Kenntnis der Stratigraphie wurden weitere diskrete tektonische Ereignisse nachgewiesen.

DUCHROW 1984 legte eine feinststratigraphische, nach beckendynamischen Gesichtspunkten überarbeitete Keuper-Gliederung des Osnabrücker, Lipper und Leine-Berglandes vor. 'Sequenzen' als Zeiträume kontinuierlicher Sedimentation werden darin von 'Sekludenzen' abgegrenzt: Wendepunkte in der kontinuierlichen Beckenentwicklung, markiert durch Schichtausfälle in bestimmten stratigraphischen Niveaus. DUCHROW erklärte diese 'Sekludenzen' («Schichtlücken-Flächen») als Resultat eines variierenden 'Senkungswiderstandes' der 'Hunte-Schwelle', einer bedeutenden Schwellenzone innerhalb des nordwest-deutschen Keuperbeckens. Dort sollte es wie auch an anderen Schwellenzonen und an den Außenrändern des Germanischen Beckens zu verringerten Sedimentationsraten und gebietsweise auch zu erheblichen Denudationsprozessen gekommen sein, während 'strukturtiefe' Beckenareale durch relativ vollständige Profilabfolgen gekennzeichnet sind. Damit wurde herausgestellt, daß die Keuperprofile verschiedener Beckenteile nur bedingt vergleichbar sind. In Abhängigkeit von der in einem bestimmten Zeitraum lokal verwirklichten Subsidenzrate folgen verschiedene und verschieden vollständig ausgebildete stratigraphische Teileinheiten des Keupers ('Glieder' bei DUCHROW 1984) aufeinander. In der Zeitspanne von höherem Mittelkeuper und Rhät hielt DUCHROW 1984 mehrere, mit Lokalnamen belegte 'Sekludenzen' aus. Die Folge davon war die Aufsplitterung der altkimmerischen Bewegungen in mehrere separate Ereignisse.

Ein Vergleich der dynamischen Stratigraphie DUCHROWs mit eigenen Ergebnissen zeigt, daß jede der in Nordwest-Deutschland nachgewiesenen 'Sekludenzen' auch im Luxemburger Raum durch einen Umschwung der Beckenkonfiguration gekennzeichnet ist.

Die 'Mosterholz-Sekludenz' an der Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper entspricht in Luxemburg dem markanten Wechsel des Subsidenzmusters im Übergang von mo2C2 und ku1. Anstelle der Dominanz variszisch streichender Richtungselemente ist eine deutliche Akzentuierung rheinischer Strukturen getreten; der neukonzipierte Sedimentationsraum des Unteren Lettenkeupers umfaßt nur noch das strukturelle Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone. Die 'Grevenburg-Sekludenz' bei DUCHROW, an der Basis des Schilfsandsteins gelegen, wird in Luxemburg durch die Mobilisierung diagonal-streichender Bruchstrukturen markiert. Im vorhergehenden Kapitel ist der bedeutende strukturelle Umbruch im stratigraphischen Grenzbereich km1P2/km2S1 herausgestellt worden.

Zum Zeitpunkt der nordwest-deutschen 'Kortenberg-Sekludenz' an der Wende Rote Wand/Steinmergelkeuper (Tab. 5) endete in Luxemburg die Dominanz diagonalen Richtungselemente. Zwischen Roten Gipsmergeln (km3R) und Unterem Steinmergelkeuper (km3St1) kam es hier zur Reaktivierung variszisch streichender Bruchzonen. Ein Übergreifen der Sedimentation nach Nordwesten und die Wieder-Erschließung der Region südlich der Ardennen-Südrandzone war die Folge.

Die 'Wehrendorf-Sekludenz' bei DUCHROW 1984 ist zeitgleich mit der von SCHRÖDER 1982 am Top des Oberen Gipskeupers ('Obere Gipskeuper-Folge') beschriebenen 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz'. In Luxemburg entspricht sie der Grenze km3St1/km3St2, die durch das Ende stärkerer Gipsführung innerhalb des Steinmergelkeupers vorgegeben ist. Auch ein gewisser Umschwung des Subsidenzmusters deutet sich an, wegen der stark eingeschränkten Datenbasis ist er jedoch nicht gut faßbar.

Die 'Holhöfen-Sekludenz' steht in Nordwest-Deutschland zwischen dem Mittleren Keuper (Steinmergelkeuper) und dem Rhätkeuper (vergl. auch DUCHROW 1968 u. Tab. 5). In Luxemburg begann zu dieser Zeit eine Mobilität von Bruchstrukturen aller drei Richtungssysteme. Parallel dazu stellten sich Sedimentationsbedingungen ein, die zum Rhät überleiteten. Der entsprechende strukturelle und fazielle Umschwung war Anlaß gewesen, den Oberen (km3St3) vom Mittleren Steinmergelkeuper (km3St2) abzutrennen.

Wichtig ist, daß es in Luxemburg im zeitlichen Umfeld der durch lokale Schichtlücken gekennzeichneten 'Sekludenzen' nicht bloß zu einer befristeten Kondensation oder Denudation mit nachfolgendem Wieder-Einsetzen der Sedimentation in etwa gleicher Ausdehnung kam, sondern daß ein Wechsel des strukturellen Regimes erfolgte. Insofern reichen nicht-tektonische Erklärungen wie etwa eine eustatische Erniedrigung der Erosionsbasis oder auch nur ein variierender 'Senkungswiderstand' von Schwellenzonen sicherlich nicht aus.

In den Schichtbeschreibungen von DUCHROW 1984 verbergen sich noch weitere Diskontinuitäten in der Beckenentwicklung, die von DUCHROW nicht als solche erkannt wurden, die aber bei der konsequenten dynamischen Bewertung der Schichtenfolge den zuvor

aufgeführten 'Sekludenzen' gleichgestellt werden sollten. Dies gilt für die stratigraphischen Bereiche des mittleren Unterkeupers¹⁾, des höheren Schilfsandsteins²⁾ und für die Grenzregion zwischen Schilfsandstein und Roter Wand³⁾ (Tab. 5).

Es zeichnet sich ab, daß die dynamische Keuper-Stratigraphie des nordwest-deutschen Beckens nicht ohne weiteres in der von DUCHROW dargelegten Form aufrechterhalten werden kann. Die darin benannten 'Sequenzen' sind durch weitere 'Sekludenzen' zu untergliedern mit der Notwendigkeit, die Aufgliederung der Schichtenfolge immer weiter voranzutreiben. Kompliziert wird die Situation, wenn sich — wie im vorliegenden Fall — beim systematischen Vergleich aufeinanderfolgender Subsidenzmuster 14 Bewegungsphasen, also 14 potentielle 'Sekludenzen' innerhalb einer Abfolge von 17 Schichtgliedern ergeben. Nahezu an jeder stratigraphischen Grenze innerhalb der hier vorgestellten Schichtenfolge von mo2C1 bis ko2 ist ein Wechsel der Beckenkonfiguration nachzuweisen (Tafel 7). Dementsprechend wäre fast jedes Schichtglied als 'Sequenz' zu werten.

Es wird aber auch sehr deutlich, wie stark die erkennbare stratigraphische Reichweite der 'Sequenzen' von der Datenbasis abhängig ist. DUCHROW war bei der Identifikation von 'Sekludenzen' maßgeblich auf die wechselnde Aktivität einer einzigen beckeninternen Schwellenzone ('Hunte-Schwelle') angewiesen. Im Luxemburger Gebiet bestanden demge-

¹⁾ Die fazielle Veränderung und markante Mächtigkeitsreduktion der untersten Keuperserien in Annäherung an die Hunte-Schwelle hatte DUCHROW veranlaßt, den dortigen Unterkeuper in zwei separate Teil-Formationen zu aufzugliedern (Osnabrücker Bergland: Wallenhorst- bzw. Rulle-Formation; Weserbergland: Bödexen- bzw. Hohehaus-Formation). Die geringmächtige Wallenhorst-Formation des Osnabrücker Berglandes interpretierte er als ein im Einflußgebiet der Hunte-Schwelle verkümmertes Äquivalent der weitaus mächtigeren Bödexen-Formation. Die Profiltafeln lassen die eigenständige Mächtigkeitentwicklung des tieferen Unterkeupers erkennen. In den vorhergehenden ('Dolomitische Grenzschichten' des Oberen Muschelkalks) und den nachfolgenden Serien ('Rulle-' bzw. 'Hohehaus-Formation') ist mit der Annäherung an die Hunte-Schwelle nur eine sehr geringe Veränderung der Mächtigkeiten verbunden, zwischen Osnabrücker Bergland und Weserbergland differieren die Mächtigkeitswerte vergleichsweise wenig. Offenbar kam es am Beginn und am Ende des basalen Unterkeupers zu Bewegungen, die ein spezifisches, stark an der Struktur der Hunte-Schwelle orientiertes Subsidenzmuster zunächst entstehen ließen und dann wieder veränderten. DUCHROW hatte dies lediglich mit der 'Mosterholz-Sekludenz' zwischen Oberem Muschelkalk und Unterem Keuper berücksichtigt. Zum Hangenden hin verzichtete er auf eine solche Abgrenzung, obwohl er mehrfach erwähnte (S. 268 u. 270), daß das Übergreifen des basalen Sandsteins der 'Rulle-Formation' über die liegenden Serien als stratigraphische Diskordanz zu werten sei.

²⁾ Das von DUCHROW ausführlich dokumentierte Übergreifen der 'Osnabrück-Formation' über liegende Serien wie auch deren fazielle Eigenständigkeit muß wohl als Resultat eines veränderten Absenkungsmusters des nordwest-deutschen Beckenraumes verstanden werden. Dies legt eine Bewegungsphase im höheren Schilfsandstein nahe, wie sie beispielsweise auch durch die faziellen Gegebenheiten am Rande der Böhmisches Masse dokumentiert wird (vergl. Kap. II.5.2.1.).

³⁾ Gegenüber dem süddeutschen (vergl. etwa KRIMMEL 1980) und dem französischen (MÉGNIEU 1980) Beckenraum des Keupers fehlen im Untersuchungsgebiet DUCHROWs die beiden Schichtglieder der höheren Stuttgart-Gruppe bzw. Stuttgart-Folge bzw. 'Marnes irisées moyennes'. Wahrscheinlich besteht hier eine Schichtlücke, die die Serien von Dunklen Mergeln/'Argiles bariolées intermédiaires' und Hauptsteinmergel/Elie-de-Beaumont-Dolomit umfaßt. Das diskontinuierliche Übergreifen der Roten Wand auf die Serien des Schilfsandsteins könnte somit als Ausdruck einer 'Sekludenz' gewertet werden.

genüber weitaus günstigere Voraussetzungen zum Auftreten von Diskontinuitäten. Jede der vielfältigen Abwandlungen des Subsidenzmusters hinterließ deutliche Spuren; es variierten die Ausdehnung und Gestalt des Beckens, dessen paläogeographische Isolation wie auch die Akzentuierung der umgebenden Liefergebiete.

Wie sich mit steigendem Umfang der Daten-Grundlage immer mehr Untergliederungen traditioneller Schichtglieder anbieten, läßt sich am Beispiel des luxemburgischen Grenzdolomits (ku2G) darlegen. Seine obere, überwiegend sandig-tonig ausgebildete Partie wurde nachweislich unter abweichenden strukturellen Rahmenbedingungen abgelagert (Kap. II.4.3.2.b.). Insofern hätte das Schichtpaket des oberen ku2G als strukturell eigenständige Einheit ausgedehnt werden können; die Entscheidung fiel jedoch zugunsten einer Erhaltung der alten Einheit 'Grenzdolomit', zumal es sich bei dem in Frage stehenden Paket lediglich um eine Abfolge von meist nur einigen Dezimetern handelt. In ähnlicher Weise könnten auch innerhalb des Pseudomorphosenkeupers (km1P1 u. km1P2) noch mehrere Teil-Stockwerke mit erkennbar unterschiedlicher Beckenkonfiguration und einer abweichenden Materialzufuhr von den einzelnen Liefergebieten unterschieden werden.

Erklärte man jedoch sämtliche hier registrierbaren Diskontinuitätsflächen zu 'Sekludenzen', so stünden sich zwei 'Sequenz'-Gliederungen gegenüber, deren stratigraphische Ungleichrangigkeit oft lediglich einer geringeren 'Auflösung' im nordwest-deutschen Bereich zuzuschreiben wäre. Insofern wurde darauf verzichtet, die von DUCHROW benannten 'Sekludenzen' zu übernehmen und darüberhinaus weitere — womöglich mit luxemburgischen Lokalnamen bezeichnete — einzuführen.

Bemerkenswert ist, daß DUCHROW 1984 bei der Bewertung der 'Sekludenzen' bereits eine gewisse Hierarchie walten ließ. So ordnete er der 'Kortenbergs-Sekludenz' eine vergleichsweise geringere Bedeutung zu; sie trennt lediglich zwei Teilsequenzen innerhalb der 'Lippe-Sequenz'. Darin deutete sich bereits eine Relativierung des Konzeptes einer sequentiellen Gliederung durch die Bestimmung von 'Sekludenzen' ab.

IV. Ein Vergleich mit den Mächtigkeits- und Faziesverhältnissen des Pariser Beckens

Im Süden bzw. Südwesten grenzt der luxemburgische Sedimentationsraum gegen das Pariser Becken. Trennendes Element ist die Siercker Schwelle, eine langgestreckte Antiklinalstruktur des devonischen Sockels (Kap. I.2.a.). Bruchlinien, die sich aus dem variszisch deformierten Fundament in die mesozoischen Deckschichten durchpausen, dokumentieren, daß sich diese Struktur noch weit über den heutigen Devon-Aufbruch von Orscholz-Sierck hinaus nach Westen fortsetzt. Sie schwenkt dabei von der NE-SW-Richtung in die E-W-Richtung ein, wie es dem generellen Trend ardennischer Faltenzüge entspricht. Im Verlauf der postvariszischen Beckenentwicklung hatte sich dieses Krustensegment häufig durch eine relativ geringe Subsidenzrate ausgezeichnet. Als strukturell vorgegebene Barriere entschied es damit über das Maß der Eigenständigkeit des luxemburgischen Sedimentationsraumes.

Fazies- und Mächtigkeitsvergleiche zwischen Luxemburg und dem Pariser Becken sind durch unterschiedliche Kriterien bei der Abgrenzung einiger stratigraphischer Einheiten er-

schwert. Dies gilt für die Schichtenfolgen von Oberem Muschelkalk und Unterem Keuper (vergl. dazu Kap. II.2. u. II.4.). Das Subsidenzmuster all dieser Schichtglieder ist gekennzeichnet durch eine Mobilität variszisch streichender Strukturelemente. Dies dürfte auch die Hochstruktur der Siercker Schwelle betroffen haben. Fazielle Hinweise darauf zeigen insbesondere die Serien des Oberen Muschelkalkes (Kap. II.2.1.). Anders hingegen im basalen Unterkeuper (Bassschichten, Kap. II.4.1.1.). Zu dieser Zeit gelangten von Norden kommende Sande über den Siercker Schwellenbereich hinweg nach Süden. Im mittleren Teil der Schwelle hatte sich ein von rheinischen Bruchlinien kontrolliertes Senkungsfeld herausgebildet, das eine offene Verbindung zum Lothringer Raum gewährleistete. Unklar bleibt, in wieweit eine ähnliche Situation auch für die Zeiträume von mo2C1, mo2C2, ku2B und ku2G angenommen werden muß.

Erst ab Mittlerem Keuper können Fazies- und Mächtigkeitsdaten Luxemburgs und des Pariser Beckens unmittelbar miteinander verglichen werden.

Die Isopachen-Karte des Pseudomorphosenkeupers («Keuper inférieur») von VILLEMIN 1963 (vergl. auch MULLER 1974, Abb. 2) weist ein Mächtigkeitsmaximum in der Umgebung von Thionville aus. Gegen Nordwesten nehmen die Werte von ca. 140m auf etwa 80m im französisch-luxemburgischen Grenzgebiet ab. Bei einer Extrapolation dieser Daten wären in Südwest-Luxemburg stark reduzierte km1P-Mächtigkeiten von 20 bis 60 Metern zu erwarten. Demgegenüber wurden im Rebiert-Profils 113m, bei Cessingen sogar 185m km1P erbohrt. Offenbar bestand im Norden ein eigenständiges, stark subsidentes Teilbecken, abgetrennt durch die Siercker Schwelle. Eine Aufschlüsselung der km1P-Mächtigkeiten (Kap. II.5.1.2. a.) deutet darauf hin, daß diese Spezialbecken-Entwicklung maßgeblich dem Unteren Pseudomorphosenkeuper (km1P1) zuzuordnen ist (Kap. III.1.). Die starke Subsidenz betraf ein Krustenfeld, das in der Nord-Flanke der Siercker Schwelle und westlich der Eifeler Nord-Süd-Zone gelegen ist. Im Osten wurde es durch rheinische, im Westen vornehmlich durch variszisch streichende Strukturelemente ausgestaltet (Tafel 7/2).

Auch südlich der Siercker Schwelle dokumentiert sich ein Regime des variszischen Richtungssystems. Die Achse maximaler Subsidenz verläuft parallel zur 'Faille de Metz', der strukturellen Grenze zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum. Dabei sind die Mächtigkeitsmaxima des km1P ('Marnes irisées inférieures') bzw. von km1P1 ('Couches à Pseudomorphoses' + 'Formation salifère', Tab. 5) an die variszische Struktur der 'Synclinal de Sarreguemines'/Saargemünd-Zweibrückener Senke geknüpft (VILLEMIN 1963, MÉGNIEN 1980; vergl. auch Fig. 5 in HILLY & HAGUENAUER 1979). Die bei MÉGNIEN 1980 (Fig. 16.2.) dargestellte Ausdehnung des 'Sel du Keuper', gleichbedeutend mit der 'Formation salifère', zeichnet das variszische Strukturelement des Saxothuringikums nach, die Süd-Grenze fällt zusammen mit der Linie der 'Faille de Vittel', der angenommenen Grenze von Saxothuringikum und Moldanubikum (vergl. auch HILLY & HAGUENAUER 1979 u. MÉGNIEN 1980, Abb. 2.1.).

Bemerkenswert ist die gegenüber vorhergehenden Zeiträumen deutlich verstärkte Mobilität westlich gelegener, E-W- bzw. WNW-ESE-streichender Bruchelemente des variszischen Richtungssystems. Zeitgleich mit der außergewöhnlich starken Absenkung Südwest-Luxemburgs

begann am vormaligen Westrand des Pariser Beckens ein riesiges variszisch streichendes Krustenareal — es entspricht der KOSSMATschen Zone des Saxothuringikums — allmählich abzusinken. Eine Darstellung von MARCHAL 1983 (Planche XIII; vergl. auch MARCHAL 1985) zeigt, wie sich die einzelnen Salzlager der 'Formation salifère' parallel zur 'Faille de Vittel' ('Accident Medio-Parisien') immer mehr nach Westen verschieben.

In den höheren 'Marnes irisées inférieures' verlangsamte sich die Absenkung des westlichen Saxothuringikums. Die Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen der 'Marnes à anhydrite' zeichnen ein verändertes, wesentlich komplexeres Absenkungsmuster nach, größere Salzlager fehlen (vergl. Profile in MARCHAL 1983, 1985 u. 1986). Dies entspricht der im luxemburgischen Oberen Pseudomorphosenkeuper beobachteten Entwicklung (Kap. II.5.1.2.b.).

Im Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone dokumentiert sich während des gesamten Pseudomorphosenkeupers eine starke Mobilität rheinischer Bruchzonen. Hohe km1P-Mächtigkeiten sind dort an die Grabenzone von Echternach und den Moselgraben geknüpft (Kap. II.5.1.2.c.). Insofern ist zu vermuten, daß das variszisch streichende Querelement der Siercker Schwelle zumindest zeitweise unterbrochen war. Möglicherweise sind die glimmerführenden Feinsande, die MÉGNIEN 1980 im km1P der lothringischen Bohrung Metz erwähnte, von Norden angeliefertes Material aus der Eifeler Nord-Süd-Zone.

Im nachfolgenden Schilfsandstein spielten variszisch streichende Richtungselemente eine wesentlich geringere Rolle. Im Unteren Schilfsandstein (km2S1) Luxemburgs fehlen jegliche Hinweise auf eine synsedimentäre Mobilität derartiger Strukturlinien. Eine Abschirmung des luxemburgischen Sedimentationsraumes durch die Siercker Schwelle ist auszuschließen, wahrscheinlicher ist eine offene Verbindung zum Pariser Becken. Die aus Südwest-Luxemburg bekannten sandigen Fazieszonen des Schilfsandsteins sollten sich bis nach Lothringen hin fortgesetzt haben. So sind im Bereich des Escher Beckens, der südwestlichen Verlängerung der Grabenzone von Schiffflange-Alzingen-Uebersyren-Betzdorf, unter der Bedeckung von jurassischen Serien äußerst mächtige Sandstein-Abfolgen zu erwarten. Gleiches gilt für die Südwest-Fortsetzung der Grabenzone Volmerange-Aspelt-Gostingen. Wahrscheinlich besteht eine Verbindung zu den Vorkommen sandiger km2S-Fazies in West-Lothringen und der Champagne (vergl. auch PALAIN 1966, Fig. 7 u. Bohrprotokoll Ste. Menehould in RICOUR 1959a). Das entsprechende Sand-Material müßte dann durch die Echternacher Grabenzone von Norden her zugeführt worden sein (Kap. II.5.2.2.). Da im Unteren und Oberen Schilfsandstein rheinische Richtungselemente sehr aktiv waren, ist auch eine synsedimentäre Mobilität der Saargauer Grabenzone anzunehmen. Eine direkte Rekonstruktion dieses rheinischen Senkungsfeldes scheidet an der Erosion des Schilfsandsteins im Hunsrück-Randbereich. Geht man aber von einer ehemaligen sandigen Fazieszone in Süd-Eifel und Saargau aus, so sollte sich diese in N-S-Richtung bis in den Lothringer Raum hin fortgesetzt haben. In den Fazieskarten von PALAIN 1966 (Fig. 6 u. 7) liegt der von Norden kommende Haupt-Lieferstrang des Schilfsandsteins westlich der Linie Remilly-Boulay-Bouzonville in direkter südlicher Verlängerung der Saargauer Grabenzone¹⁾. Eine Ablenkung der sandanliefernden Strömungen durch inter-

¹⁾ Eine Anmerkung zur Ausdehnung der Sandfazies, wie es von PALAIN 1966 dargestellt wurde: Während die Punktsignatur der Figur 7 eine West-Ausdehnung bis an die Linie Metz-Thionville verzeichnet, zeigen die in der vorhergehenden Abbildung markierten Datenpunkte, daß eine solche Breite nicht belegt ist. Gesichert ist lediglich eine E-W-Ausdehnung der Sandfazies, wie sie der strukturellen Vorgabe im Bereich von Saargau und Süd-Eifel entspricht.

ferierende Diagonalelemente, wie es in der westlicheren Sandfazieszone der Fall war, scheint nicht stattgefunden zu haben; die Region des Grabens von Thionville blieb weitgehend frei von sandigen km2S-Sedimenten.

In der Zeitspanne der höheren 'Marnes irisées moyennes', den Dunklen Mergeln ('Argiles bariolées intermédiaires'; km2D) und dem Elie-de-Beaumont-Dolomit (km2E), wurde die Beckenkonfiguration im Luxemburger Gebiet maßgeblich von diagonal streichenden Richtungselementen bestimmt. Eine Aktivität der Siercker Schwelle ist nicht nachweisbar. Es bestand wohl eine direkte Anbindung an das Pariser Becken. Darauf deutet die markante Ausbildung des Elie-de-Beaumont-Dolomites im Bohrprofil der Mondorfer Kindquelle. Die Ortschaft Mondorf liegt nicht nur im Bereich des bedeutenden Diagonalelementes des Grabens von Thionville, sondern auch im Mondorfer Graben, einer stark subsidenten diagonalen Spezialstruktur. Beide Elemente hätten eine paläogeographische Verbindung durch die Siercker Schwelle nach Süden gewährleisten können. Auf eine solche Verbindung deuten auch die in den 'Argiles bariolées intermédiaires' Lothringens vorkommenden glimmerführenden Sande. Die von MAUBEUGE 1971 aus der Region von Metz beschriebenen Gesteinsabfolgen dieses Schichtgliedes erinnern an den km2D der Bohrung Rebiereg (Kap. MIMO). Denkbar wäre eine Aktivität rheinischer Richtungselemente, die die Anlieferung von Sanden aus der Eifeler Nord-Süd-Zone über die Siercker Schwelle hinweg nach Lothringen ermöglichte. Eine solche Situation während des km2D wäre dann als Nachklang der strukturellen Gegebenheiten des Schilfsandsteins aufzufassen.

Die bevorzugte Mobilisierung rheinischer und diagonalen, d.h. stärker N-S-betonter Richtungselemente, die sich in den Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen Luxemburgs und Nord- bzw. West-Lothringens deutlich abzeichnet, betraf auch den West-Rand des Pariser Beckens. Die dort im Verlaufe der 'Marnes irisées inférieures' erstmalig aktivierten (variszisch streichenden) Bewegungsbahnen spielten in den 'Marnes irisées moyennes' keine wesentliche Rolle mehr. Das erwähnte Faziesmuster des Schilfsandsteins der Champagne kann mit einem Regime diagonalen Richtungselemente erklärt werden, die bei VILLEMIN 1963 (Fig. 18) verzeichnete West-Grenze der Ausbildung des Elie-de-Beaumont-Dolomites («Dolomie moellon») deutet auf eine synsedimentäre Kontrolle durch rheinisch streichende Strukturseinheiten. Dementsprechend stagnierte auch die Neu-Erschließung des westlichen Pariser Beckens. Im Gegensatz zu den 'transgressiven' Unteren Bunten Mergeln ('Marnes irisées inférieures') weisen die Schichtglieder der Mittleren Bunten Mergel ('Marnes irisées moyennes') eine stark eingeschränkte Verbreitung auf, sie gelten als Ablagerungen einer 'regressiven Phase' (vergl. dazu auch BOCK et al. 1987).

Im Luxemburg-Lothringer Raum setzte sich das Regime diagonalen Richtungselemente noch in den unteren 'Marnes irisées supérieures' fort. Dies zeigen Mächtigkeitsvergleiche zwischen den Roten Gipsmergeln Luxemburgs und den französischen 'Argiles de Chanville' (Tab. 5). Die in Nord-Champagne und Nord-Lothringen ermittelten Weste können als Fortsetzung des im Untersuchungsgebiet rekonstruierten Mächtigkeitsmusters (Abb. A/33) gedeutet werden. Die Tiefbohrung Vacherauville (Va-1; vergl. dazu auch Abb. 20) durchteuft 49 Meter 'Argiles de Chanville'; die nord-lothringische Bohrung Audun-le-Roman (Ad-101) ungefähr 35 Meter. Nach diesen Daten ist auch mit einer gewissen Aktivität der Siercker Schwelle

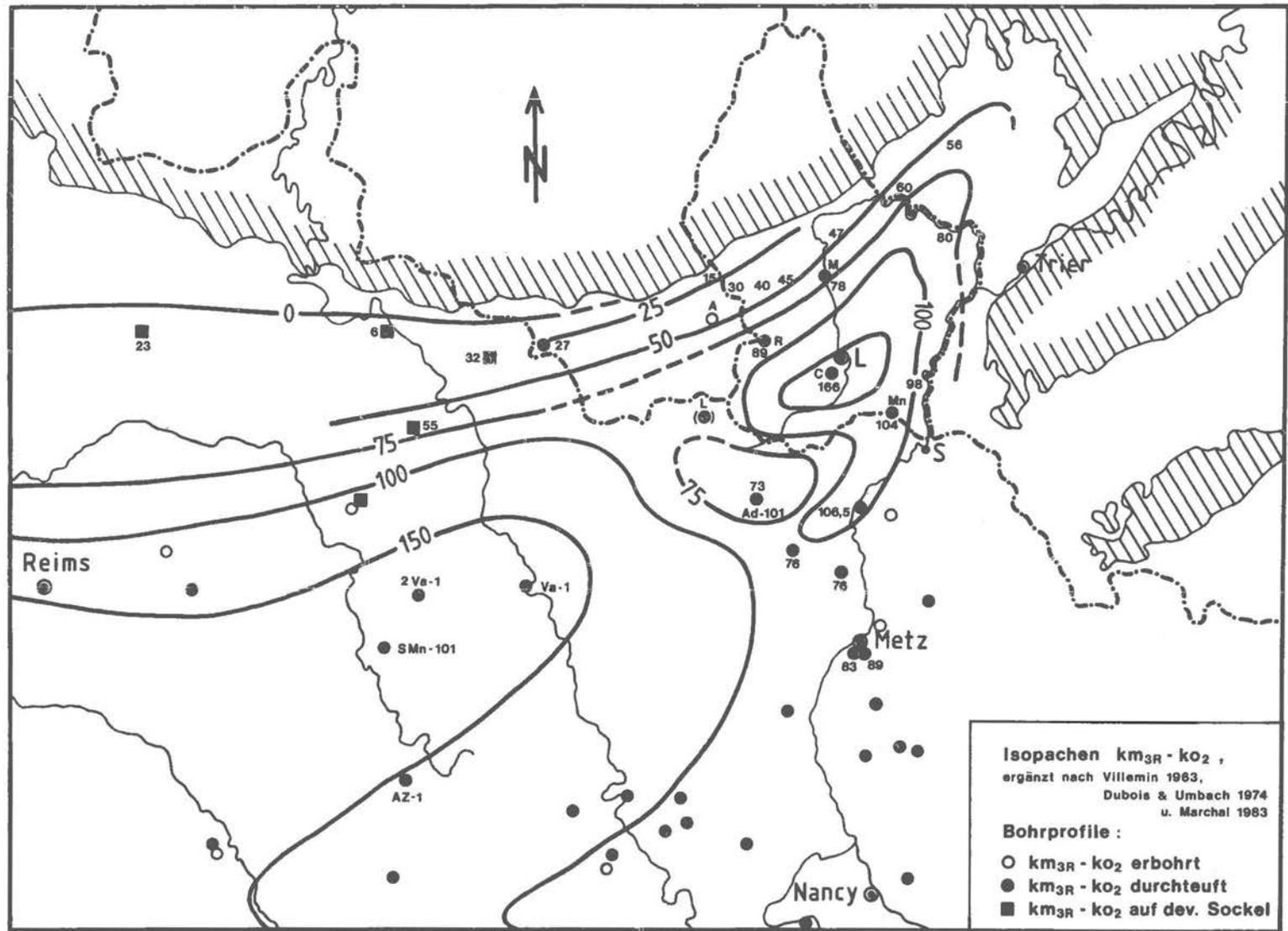
zu rechnen. Dies bestätigen die Steinsalz-Gehalte der luxemburgischen Roten Gipsmergel, die in den Schichtbeschreibungen der äquivalenten 'Argiles de Chanville' (HILLY & HAGUENAUER 1979, MÉGNIEN 1980) nicht erwähnt werden. Sie könnten darauf hindeuten, daß eine gelegentlich verzögerte Absenkung des variszischen Querelementes der Siercker Schwel lenzone zur zeitweiligen Behinderung der freien Wasser-Zirkulation führte und damit eine fa zielle Sonderentwicklung im Luxemburger Teilbecken förderte.

Am Westrand des Pariser Beckens hatte die zu Beginn der 'Marnes irisées supérieures' einsetzende Reaktivierung des variszischen Richtungssystems weitreichende Konsequenzen. Bei der neu einsetzenden Absenkung westlicher Areale des Saxothuringikums wurden riesige Gebiete Nordwest-Frankreichs erstmals als Sedimentationsraum erschlossen. Die 'Argiles de Chanville' übergreifen den Elie-de-Beaumont-Dolomit, nach dessen Auskeilen den «Keuper moyen argileux» (s. Profile in VILLEMIN 1963, Fig. 22), weiter westlich die tieferen Serien der 'Marnes irisées' und schließlich den paläozoischen Sockel (vergl. MÉGNIEN 1980, Profile TR2).

Beim Vergleich der Mächtigkeiten des Steinmergelkeupers ('Argiles bariolées dolomiti ques', MÉGNIEN 1980) südlich und nördlich der Siercker Schwelle dokumentiert sich abermals eine Spezialbecken-Entwicklung des Luxemburger Gebietes. Das diagonal ausgerichtete Mächtigkeitsmaximum Luxemburgs (Abb. A/35) setzt sich nicht bis in die Position der Boh rung Audun-le-Roman fort. Sie erfaßt nur 36 Meter km3St, 10 Meter davon nimmt der gips führende Untere Steinmergelkeuper (km3St1) ein. Dies ist wohl der nahegelegenen Siercker Schwelle zuzuschreiben. Auch südlich der Schwellenzone, in Lothringen und der nördlichen Champagne, erscheinen weitaus geringere km3St-Mächtigkeiten als in Luxemburg. Die Boh rung Vacherauville durchteufte nur 66 Meter km3St, wovon 30m dem km3St1 zufallen. Steinmergelkeuper-Mächtigkeiten wie in Luxemburg werden erst wieder in der weit südwest lich gelegenen Bohrung Ste. Menehould erreicht. Dort erscheinen 96m km3St, 46m davon entfallen auf den km3St1 (Zahlenangaben nach Bohrprotokollen in RICOUR 1959a). Die ver stärkte Beckenabsenkung nördlich der Siercker Schwelle begünstigte auch die Erhaltung von Evaporiten. Wieder sind Steinsalz-Gehalte in Luxemburg eine fazielle Besonderheit gegen über äquivalenten Serien des Pariser Beckens (Schichtbeschreibungen in VILLEMIN 1963, HILLY & HAGUENAUER 1973, MÉGNIEN 1980).

Nach den verfügbaren Protokolldaten lassen sich lediglich die Serien des gipsführenden km3St1 abtrennen, eine Differenzierung der hangenden Steinmergelkeuper-Serien in km3St2 und km3St3 ist nicht möglich. Insofern können die Ergebnisse in Südost-Luxemburg, die auf eine verstärkte Aktivität des Grabens von Thionville während des km3St3 hindeuten, nicht ergänzt oder bestätigt werden. Hinweise darauf ergeben sich lediglich aus der Isopachenkarte der 'Marnes irisées supérieures' («Keuper supérieur») von VILLEMIN 1963. Mit relativ hohen Mächtigkeiten im Umfeld von Thionville bildet sich darin eine 'Lücke' innerhalb der Siercker

Abb. 20: *Isopachen des oberen Mittelkeupers und des Oberen Keupers (km3R-ko2) (Städte: L: Luxemburg S: Sierck; Tiefbohrungen: M: Mersch R: Rebiery A: Arlon C: Cessingen Mn: Mondorf L: Longwy T: Thionville Ad-101: Audun-le-Roman 2Va1: Varennes Va-1: Vacherauville SMn-101: Ste. Menehould AZ-1: Auzecourt).*



Schwellenzone ab. Diese 'Lücke' muß jedoch nicht in allen Einzel-Schichtgliedern bestanden haben. Durch die Überlagerung der Subsidenzmuster von km3R, km3St1, km3St2 und km3St3 kommt es zweifellos zu einem verfremdeten und wenig differenzierten Abbild der damaligen Situation. Offen bleibt, ob die Mächtigkeitsverteilung des km3R mit ihrer klaren Nachzeichnung des Grabens von Thionville bereits als scheinbarer Beleg einer dauerhaften Inaktivierung dieses Teils der Siercker Schwelle ausreichte, oder ob auch die Mächtigmuster anderer Schichtglieder — etwa das des km3St3 — zur Ausprägung des Maximums bei Thionville beigetragen haben.

Während des Rhäts — zumindest jedoch während des Unteren Rhäts — kam es zu einer relativ starken synsedimentären Aktivität des variszischen Querelementes der Siercker Schwelle. Dies zeigt die Mächtigkeitsverteilung der sandig-pelitischen Rhätfazies. Im äußersten Südosten Luxemburgs reduzieren sich diese Serien von ca. 10-15 Metern (BERNERS 1985: Plateau von Burmerange) auf 5,8m (MULLER 1974: am Kuedeboechel), um dann beim Übertritt über die Südrandstörungen der Siercker Schwelle wieder von 9,5m (bei Sentsich) auf 29m (bei Thionville; GUILLAUME 1941) anzuschwellen. Südlich der Siercker Schwellenzone ändert sich auch die Fazies dieser Serien; ein großer Deltakomplex schließt sich an (HENDRIKS 1982). Im Oberen Rhät sind demgegenüber diagonale Strukturelemente vergleichsweise stärker betont, eine gewisse Aktivität des Grabens von Thionville ist anzunehmen (Kap. II.7.2.2.). Ein Durchbruch durch die Siercker Schwelle und eine relativ offene Verbindung zum Pariser Becken dürfte die Folge gewesen sein.

Auf die Problematik der kumulativen Mächtigkeitsdarstellung der 'Marnes irisées supérieures' ist bereits hingewiesen worden. Noch stärkere Verfremdungen sind zu erwarten, wenn die Abfolgen des «Keuper supérieur» auch noch mit denen des Rhäts zusammengefaßt werden. DUBOIS & UMBACH 1974 bildeten eine solche Isopachenkarte ab. Sie stellt die Beckenkonfiguration nach der Erschließung des gesamten Senkungsfeldes des Pariser Beckens durch die 'Argiles de Chanville' dar. Deutlich zeichnet sich ein Regime diagonaler Richtungselemente ab. Die Achse maximaler Subsidenz liegt nicht mehr in der Region zwischen Metz und Nancy, wie es in der älteren Trias der Fall gewesen war, vielmehr dokumentiert sich ein eigenständiges Maximum nordöstlich von Paris. Eine etwa diagonal ausgerichtete Ausbuchtung der Isopachen im Nordosten deutet eine weitere Achse verstärkter Senkungsbewegung an. Diese weist — abgesichert durch die Tiefbohrungen Varennes (2Va-1), Vacherauville (Va-1), Ste. Menehould (SMn-101) und Auzecourt (AZ-1; vergl. auch Abb. 20) — in ihrer Erstreckung auf die südwestliche luxemburgische Grenzregion.

Die zum jetzigen Zeitpunkt vorliegenden Daten ermöglichen eine Aktualisierung der Karte im Bereich des französisch-luxemburgischen Grenzgebietes und eine Fortführung der Isopachen in nordöstlicher Richtung (Abb. 20). Die luxemburgischen Tiefbohrungen Cessingen, Reberg und Mondorfer Kindquelle durchteuften 166m-, 89m- bzw. ca. 104m-mächtige Abfolgen von km3R-ko2. Demnach bestand nördlich der Siercker Schwelle ein eigenständiges Senkungsfeld. Eine direkte, diagonal ausgerichtete Fortsetzung der 0m-, 25m- wie auch der 75m-Isopache nach Luxemburg und in die Süd-Eifel hinein ist dementsprechend wahrscheinlich. Unklar bleibt allerdings, ob eine direkte Fortsetzung der bei DUBOIS & UMBACH 1974 nach Südosten abbiegenden 100m-Isopache nach Luxemburg hin besteht. Daten, die Aufschluß

über eine eventuelle Aktivität des Westteils der Siercker Schwellenzone geben könnten, liegen nicht vor¹⁾). Möglicherweise ist hier in der streichenden Fortsetzung des Luxemburger Zentralgrabens mit einem diagonal orientierten 'Durchbruch' zu rechnen. Im Bereich des Grabens von Thionville kann ein solcher 'Durchbruch', bedingt durch ein temporäres Senkungsfeld innerhalb der Siercker Schwellenzone, als gesichert gelten. Im Stadtbereich von Thionville wurde eine km3R-ko2-Mächtigkeit von 106,5m erbohrt (s. Bohrungsregister in MARCHAL 1983), im luxemburgischen Mondorf waren es 104m. Dennoch ist eine direkte Verbindung zum zentralfranzösischen Mächtigkeitsmaximum fraglich. Dagegen spricht die bei Avril (Bohrung Bois Chaté, s. MARCHAL 1983) durchteufte km3R-ko2-Abfolge von nur 76 Metern Mächtigkeit. In wie weit dieser relativ geringe Wert auf eine synsedimentäre Aktivität der in unmittelbarer Nähe gelegenen Horststruktur von Briey zurückgeht — eine entsprechende Situation wurde von LUCIUS 1948 (Tafel I) für die jurassische 'Minetteformation' abgebildet —, kann hier nicht geklärt werden.

V. Ausdeutung der Gesamt-Befunde

In Abbildung 19 sind die in dieser Arbeit ermittelten paläogeographischen und strukturellen Ergebnisse gemeinsam dargestellt. Die rechte Spalte gibt einen Überblick über das Zusammenwirken der drei Richtungssysteme an der Ausgestaltung der betreffenden Beckenräume. Es zeigt sich, daß die untersuchte Schichtenfolge von mo2C1 bis ko2 zwei Abschnitte umfaßt. In der Zeit vom mo2C1 bis km1P2 waren diagonale Richtungselemente immobil, erst ab dem km2S1 traten sie gemeinsam mit rheinischen und variszischen Struktureinheiten synsedimentär in Erscheinung.

Auch nach dem km2S1 gab es Zeiten, in denen sich neben dem Diagonalsystem entweder nur das N-S-betonte rheinische System oder nur das E-W-tendierende variszische System abzeichnete, in denen also nur zwei Richtungen mobil waren. Von entscheidender Bedeutung ist die Position der jeweils aktiven Richtungssysteme zueinander. In den zuletzt genannten Fällen sind es in der Richtungsrose nebeneinander angeordnete Systeme, die gleichzeitig mobil waren. Demgegenüber liegt das zwischen mo2C2 und km1P2 inaktive diagonale System im spitzen Winkel zwischen den beiden anderen Richtungen. Dies führt zu Konflikten bei der mechanischen Ausdeutung. Wertet man die rekonstruierten Mächtigkeitsmuster als Resultat abschiebender Bewegungen im devonischen Untergrund, so dokumentiert sich in einer gemeinsamen Mobilität von rheinischen und variszischen Struktureinheiten eine etwa NW-SE-

¹⁾ Der äußerst geringe Wert von etwa 10 Metern km3R-ko2 im nordost-französischen Bohrprofil Longwy wird hier bezweifelt. Er basiert auf einem recht überschlägigen Bohrprotokoll von JOLY 1908 und steht im Widerspruch zu allen sonstigen Ergebnissen im weiteren Umfeld des französisch-belgisch-luxemburgischen Grenzlandes. Vorstellbar wäre eine tektonisch bedingte Verkürzung dieses Keuper-Profiles. RICOUR 1959a vermutete eine Verwechslung von Teilpartien des Keupers mit liassischen Serien durch JOLY.

ausgerichtete Dehungsbewegung¹). Bei diesem Bewegungsmuster sollten auch (NE-SW-ausgerichtete) diagonale Anisotropieflächen mobilisiert werden. Da dies nicht der Fall war, kann davon ausgegangen werden, daß die strukturelle Vorzeichnung des diagonalen Richtungssystems bis zum Ende des km1P2 noch nicht vorhanden gewesen war.

Die Entstehung des diagonalen Richtungssystems als Gefügeanisotropie im Grund- und Deckgebirge erst an der Wende km1P2/km2S1 ist kaum anzunehmen, da es für ein solches tektonisches Ereignis keine anderen Hinweise gibt. Wahrscheinlicher ist, daß es im Schilfsandstein erstmals zur Reaktivierung eines latent vorhandenen, schon während der variszischen Tektonogenese angelegten diagonalen Bruchsystems kam. Dies zeigen auch die Isopachenkarten des mittleren und oberen Buntsandsteins der nordöstlichen Süd-Eifel (WEILER 1972 u. 1988). In den durch hydrogeologische Erkundungsbohrungen gut abgesicherten Mächtigkeitsmustern dieser beiden Schichtglieder bildet sich der Einfluß diagonalen Richtungselemente sehr deutlich ab; ähnliches könnte für das Rotliegende gelten (vergl. WEILER 1972, Abb. 9). Diagonale Bruchzonen müssen also schon zu Beginn der postvariszischen Sedimentation im strukturellen Inventar des devonischen Sockels existiert haben. Ihre synsedimentäre Aktivität beschränkte sich zunächst auf den äußersten Nordosten des Untersuchungsgebietes, d.h. auf den engeren Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone. Aus der Isopachenkarte des Buntsandsteins von BERNERS et al. 1984 läßt sich im Süden eine synsedimentäre Mobilität variszisch streichender (Bruchlinie Konz-(Oberdonven-)Uebersyren(-Sanem), Siercker Schwelle) und rheinischer Struktureinheiten (Echternacher Grabenzone) herauslesen. Westlich davon, im nordwestlichen luxemburger Gutland, wurde die Buntsandstein-Sedimentation maßgeblich durch ein variszisch orientiertes Relief mit Bergrücken und Talrinnen geprägt (WAGNER 1982).

Denkbar wäre, daß die strukturelle Vorzeichnung des diagonalen Systems im engeren Umfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone besonders stark war, sodaß die entsprechenden Bruchlinien dort schon zu Beginn der postvariszischen Sedimentation remobilisiert werden konnten². An der Wende Oberer Pseudomorphosenkeuper/Unterer Schilfsandstein müßte dann die laterale Ausweitung der Aktivität diagonalen Richtungselemente vom engeren Eifeler Nord-Süd-Zonen-Bereich bis in die Luxemburg-Lothringer Region angenommen werden. Dies könnte in Zusammenhang mit der fortgeschrittenen Erschließung des westlichen Pariser Beckens (Kap. IV.) gestanden haben; das ausgedehnte neue Senkungsfeld im Südwesten hatte sicherlich eine veränderte geomechanische Gesamtsituation zur Folge.

Eine solche Ausdeutung der Untersuchungsergebnisse würde beinhalten, daß im luxemburgischen Teil der Trier-Luxemburger Bucht diagonale Richtungselemente auch vor dem

¹) Wichtig ist, daß in den hier ausgewerteten Fazies- und Mächtigkeitskarten lediglich die Vertikalkomponenten von Schollenrelativbewegungen überliefert sind. Zusätzliche Horizontalkomponenten sind möglich, aber nicht unmittelbar nachweisbar. Insofern sind Rückschlüsse auf den damaligen Beanspruchungsplan nur unter Vorbehalten möglich.

²) Strukturkarten der weiteren französisch-belgisch-luxemburgisch-deutschen Grenzregion (s. etwa FUR-TAK 1965, MEYER & STETS 1980, MÉGNIEN 1980) vermitteln den Eindruck, daß diagonal streichende Struktureinheiten weiträumig um die tektonische Großeinheit der Eifeler Nord-Süd-Zone gruppiert sind.

Zeitabschnitt von mo2C1 bis km1P2 inaktiv gewesen sind. In mechanischer Hinsicht ist dies sicherlich die einfachste Erklärung. Die zweite Deutungs-Möglichkeit, daß nämlich das variszisch angelegte Diagonalsystem schon vor dem km2S1 remobilisiert worden war und nur aufgrund eines speziellen Beanspruchungsmusters zeitweilig inaktiv blieb, ist weitaus weniger plausibel. Sie würde einen äußerst komplexen, durch Horizontalverschiebungen charakterisierten kompressiven Kräfteplan voraussetzen, der mit den anderen tektonischen Befunden nur schwer in Einklang gebracht werden könnte.

Unklar bleibt, in welchem Ausmaß die Diagonalrichtung im Muschelkalk und tieferen Keuper (ku + km1P) an der Ausgestaltung des Süd-Eifel-Beckenareals beteiligt war. Für die Schichtenfolge von mu bis mo1 ist bisher noch keine genauere Rekonstruktion der Beckenkonfigurationen vorgelegt worden. Die hier untersuchten, jüngeren Schichtglieder sind in der fraglichen Region weitgehend abgetragen. Genauere Fazies- und Mächtigkeitsdaten liegen nicht vor. Sichere Aussagen über die Orientierung synsedimentär aktiver Struktureinheiten sind nicht möglich. Es ist daher nicht auszuschließen, daß im äußersten Nordosten des Untersuchungsgebietes auch in der Zeit von mo2C1 bis km1P2 Diagonalelemente mobil waren.

Unter der Annahme einer erst im mittleren Mittelkeuper einsetzenden Mobilisierung der diagonalen Strukturelemente im Luxemburg-Lothringer Bereich werden zahlreiche Eigenheiten der großräumigen paläogeographischen und strukturellen Entwicklung verständlich.

Die allmähliche, in mehrere Teilschritte aufgelöste Herausbildung des Grabens von Thionville und des Luxemburger Zentralgrabens, wie sie sich in den Fazies- und Mächtigkeitsmustern von km2S, km2D, km2E und km3R deutlich nachvollziehen läßt (Kap. III.1.), kann dann als Abbild der Neu-Entstehung der noch heute existierenden großen diagonalen Grabenstrukturen gewertet werden.

In Zusammenhang damit stand wohl auch die Individualisierung der Hunsrück-Region und deren Aktivierung als Liefergebiet. Es war ein markanter paläogeographischer Wechsel; ein zuvor stark subsidentes Beckenareal wurde in ein Hochgebiet umgewandelt. Zeitlich ist dies zwischen Pseudomorphosenkeuper und Unterem Rhät einzugrenzen (Kap. III.1.). In dieser Zeitspanne stellte sich in Luxemburg und West-Lothringen das beschriebene Regime diagonalen Richtungselemente ein. In Süd-Lothringen (im Gebiet des Saxothuringikums) und im südlichen Germanischen Becken waren zur gleichen Zeit maßgeblich (rheinisch und) variszisch streichende Struktureinheiten mobil. Das zeigen etwa die Darstellungen von WURSTER 1963a (Abb. 1 u. 2), PALAIN 1966 (Fig. 6) und KRIMMEL 1980 (Abb. 22 u. 45, Tab. 5; vgl. auch Kap. II.5.3. u. DITTRICH, in Druck). Das Areal des späteren Hunsrücks lag also dort, wo das strukturelle Regime diagonalen Richtungselemente in eines variszisch streichender Strukturen übergang. Dies hatte Rückwirkungen auf das Subsidenzmuster. Die Absenkung des Zwickelbereichs zwischen dem diagonal ausgerichteten Spezialtrog Luxemburgs im Nordwesten und dem variszisch streichenden Senkungsgebiet im Süden (Saargemünd-Zweibrückener Senke) blieb relativ gering, es etablierte sich eine Schwellenzone.

Später vollendete sich dann die Herausbildung des Hunsrück-Areals in seiner heutigen Form. Während des höheren Mittelkeupers (km2D u. km2E(?), km3R, km3St1, km3St2) hatte noch eine Flexurzone am Südost-Rand des Grabens von Thionville als Grenze zwischen der

'Hunsrück-Schwelle' und dem luxemburgischen Sedimentationsraum fungiert. Dies änderte sich im Unteren Rhät, als erneut rheinische Bruchelemente mobilisiert wurden. Hunsrück-Hochgebiet im Osten und luxemburgisches Senkungsfeld im Westen wurden nun wohl durch rheinisch streichende Störungs- bzw. Flexurzonen am Ost-Rand der Saargauer Grabenzone abgegrenzt. Dadurch separierten sich die Hunsrück-Region auf der einen und die Eifeler Nord-Süd-Zone auf der anderen Seite. Entlang der alt-angelegten Schollengrenze zwischen diesen beiden Groß-Einheiten kam es zu erheblichen vertikalen Relativbewegungen. Ein hoher Reliefgradient und eine starke Abtragung waren die Folge.

In der Anhebung der Hunsrück-Region dokumentiert sich also eine individuelle mechanische Reaktion alt-angelegter und damit auch unterschiedlich vorstrukturierter Großeinheiten des Sockels. Ein ähnlicher 'Aufstiegs'-Mechanismus wird für den Ost-Teil des heutigen Rheinischen Schiefergebirges diskutiert (vergl. dazu FUCHS et al. 1983b).

Verbunden mit der abnehmenden Subsidenz des östlichen Untersuchungsgebietes und der Stabilisierung der Hunsrück-Region als Hochgebiet war eine allmähliche Inaktivierung des Senkungsfeldes der Eifeler Nord-Süd-Zone. Im Schilfsandstein belegen fazielle Verbindungen zum Lothringer Raum (Kap. IV.) noch eine Kanalisierung fluviatiler Sandschüttungen durch die Saargauer Grabenzone. Für die nachfolgenden Schichtglieder von km2D bis km3St2 ist keine Aussage über die Rolle dieser östlichen Teilstruktur der Eifeler Nord-Süd-Zone möglich; eine nennenswerte Mobilität rheinischer Richtungselemente fehlte allerdings. Auch für die in zunehmendem Maße wieder rheinisch geprägten Schichtglieder des km3St3 und ko1 muß dies mangels Daten offen bleiben. Erst für das Obere Rhät ergibt sich ein indirekter Hinweis auf eine äußerst geringe Subsidenz dieser Zone. Von Norden her durch diese Grabenzone gelenkte Sande hätten sich im damaligen Senkungsfeld Südost-Luxemburges ansammeln müssen. Demgegenüber zeigt sich dort im oberen Teil der Rhät-Profile eine stark reduzierte vierte Kornverfeinerungssequenz (Kap. II.7.1.1.). Auch die westliche Teilstruktur der Eifeler Nord-Süd-Zone, die Echternacher Grabenzone, hatte während des Rhät an Bedeutung verloren (Kap. II.7.2.1.). Wichtige Zufuhrwege für die aus Norden angelieferten Sande waren die Schmalgrabenzone Dillingen-Waldbillig-Bourglinster und ein Graben entlang der heutigen Bruchlinie der Weißen Ern. Weitere Strömungsrinnen — geschieht durch rheinische Bruchzonen — sind anzunehmen.

Es ist der Beginn einer Entwicklung, die sich im Lias fortsetzte. In Darstellungen von BERNERS 1985, in denen die regionale Variation granulometrischer Parameter des Luxemburger Sandsteins aufgetragen ist (Abb. 38 u. 39), zeichnen sich neben der Echternacher Grabenzone und dem Dillinger Schmalgraben noch andere, weiter westlich gelegene rheinisch streichende Strukturelemente ab. Auch eine Rekonstruktion liassischer Sedimentationszonen (BERNERS 1983) zeigt, daß sich das Gebiet maximaler Senkung allmählich nach Westen verlagerte. Dieser Werdegang kam einer Inaktivierung der Ardennen-Region als Hochgebiet gleich. Obwohl in der Literatur generell von einer Materialanlieferung durch die Eifeler Nord-Süd-Zone die Rede ist (MULLER 1974, HENDRIKS 1982, BERNERS 1983 u. 1985, BERNERS et al. 1984), können die Zufuhrwege rhätischer und liassischer Klastika nicht mit dem Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone gleichgesetzt werden, wie er — markiert durch die Strukturen der Echternacher und Saargauer Grabenzone — während des älteren Mesozoikums synsedimen-

tär nachgezeichnet worden war. Stattdessen kam es offenbar zur Aktivierung rheinischer Richtungselemente und zur Mobilisierung N-S-orientierter Senkungsfelder innerhalb des Ardennengebietes.

Die Tafelstruktur des mitteleuropäischen triadischen Sedimentationsraumes reagierte auf mechanische Beanspruchungen mit variierenden Relativbewegungen der einzelnen Schollen-segmente. Zahl und Orientierung der im Fundament angelegten Bruchsysteme bestimmten darüber, welche Reaktionsmöglichkeiten im Einzelfall bestanden. Starr reagierende Struktureinheiten in der Umgebung eines Beckens hatten ebenfalls einen gewissen Einfluß auf die Art der Bewegungen. Als Folge davon sind selbst bei einer relativ einheitlichen großräumigen Beanspruchung variierende strukturelle Reaktionen einzelner Becken-Teilzonen zu erwarten.

Dies bestätigte der Vergleich der Beckenentwicklung von Pariser Becken und Trier-Luxemburger Bucht. Ungeachtet einiger Parallelen hinsichtlich der gleichzeitigen Re- und Inaktivierung einzelner Richtungssysteme zeigten sich auch deutliche Unterschiede.

Als Beispiel kann die paläogeographische Entwicklung an der Wende 'Marnes irisées moyennes'/'Marnes irisées supérieures' angeführt werden. Zu dieser Zeit kam es in beiden Beckenarealen nach längerer Dominanz relativ N-S-betonter Richtungselemente erstmals wieder zur Remobilisierung variszisch streichender, also nahezu E-W-ausgerichteter Struktureinheiten. Im westlichen Pariser Becken hatte dies weitreichende Folgen; abrupt setzte eine erhebliche Ausweitung des Sedimentationsraumes nach Westen ein (Kap. IV.). Im Luxemburg-Lothringer Gebiet ergab sich aus der strukturellen Präsenz der Diagonalrichtung eine abweichende Situation. Der Wechsel von N-S- zu E-W-tendierenden Richtungselementen konnte dort in mehrere kleinere Teilschritte aufgelöst werden. Nach der im wesentlichen rheinisch geprägten Zeitspanne des Schilfsandsteins wurden im km2D, km2E und km3R zunächst maßgeblich diagonale Struktureinheiten mobilisiert, erst danach traten in stärkerem Maße variszisch streichende Elemente in Erscheinung. Anstelle einer abrupten Änderung des Subsidenz-musters, wie es im Pariser Becken der Fall war, kam es also zu einer sensibel abgestuften strukturellen Reaktion. Entsprechend wenig spektakulär verlief die transgressive Entwicklung. Auch sie vollzog sich in Teilschritten. Im Zeitraum von km2E, km3R und km3St1 kam es ganz allmählich zur Wieder- bzw. Neu-Erschließung des nordwest-luxemburgischen (und süd-belgischen) Beckenraumes.

Auch die an der Wende km3St1/km3St2 einzuordnende 'Altkimmerische Hauptdiskordanz' (Kap. III.2.) trägt im Luxemburger Gebiet ein individuelles Gepräge. Das Muster der Schollenrelativbewegungen unterschied sich deutlich von dem des nördlichen Germanischen Beckens. Dort waren überwiegend herzynisch (NW-SE-) und rheinisch (NNE-SSW-) streichende Strukturelemente mobil (BEUTLER & SCHÜLER 1978, BEUTLER 1979); ENE-WSW('erzgebirgisch')-streichende, synsedimentär aktive Elemente wie etwa die über eine Länge von 60 Kilometern zu verfolgende Rüdersdorfer Störung bei Berlin (BEUTLER & SCHÜLER 1978, Abb. 4) waren die Ausnahme. In Luxemburg traten weitestgehend Diagonal-Strukturen und einige wenige variszisch streichende Bruchlinien als beckenkontrollierende Elemente in Erscheinung (Tafel 7/3).

Das lokale Fehlen der Roten Gipsmergel zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper am Südrand der Ardennen, wie es von GOETZ 1914 beschrieben wurde, hatte BEUTLER 1979 zum Anlaß genommen, eine Zugehörigkeit des luxemburgischen Sedimentationsraumes zum altkimmerischen Großelement der 'Ostholländischen Schwelle' zu vermuten. In Anlehnung an WOLBURG 1969 verstand er darunter eine NW-SE-streichende Schwellenzone zwischen den Niederlanden und dem Alpenrand, markiert durch regional variierende Schichtausfälle (maximale Diskordanz: *contorta*-Schichten auf Buntsandstein, vergl. auch Abb. 3 u. 4 in BEUTLER 1979 u. Abb. 29 in WOLBURG 1969). Die in Luxemburg verbreitet anstehenden Serien des 'Oberen Gipskeupers' deutete BEUTLER als Teil der breiten Ausbisszone dieser Schichten in der Umrahmung der weitläufigen SW-Flanke der Ostholländischen Schwelle.

Zu dieser Hypothese ergeben sich mehrere Kritik-Punkte. So bezieht sich BEUTLER 1979 bei der Fixierung der Altkimmerischen Diskordanz in Luxemburg auf eine nicht näher spezifizierte Schichtlücke zwischen «Oberem Gipskeuper» und «Steinmergelkeuper». Dabei unterlief ihm eine stratigraphische Fehl-Einschätzung. Im Gegensatz zu Nordwest-Deutschland, wo seit WILL 1969 nur noch die höheren, nicht länger gipsführenden Partien oberhalb der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' als 'Steinmergelkeuper' gegenüber 'Oberem Gipskeuper' im Liegenden abgegrenzt werden, galt in Luxemburg bislang die Konvention, auch die liegenden Partien (hier: km3St1) dem Steinmergelkeuper zuzuordnen. Eine Schichtlücke zwischen Schilfsandstein und luxemburgischem Steinmergelkeuper markiert somit nicht Bewegungen der Altkimmerischen Diskordanz im engeren Sinne, sondern weitaus frühere Ereignisse (Tab. 2 u. 3).

Ein weiterer Kritikpunkt betrifft die räumliche Verteilung der Schichtlücke zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper. Eine einfache Zunahme der Schichtausfälle in Annäherung an einen mutmaßlichen Zentralteil der Ostholländischen Schwelle im Nordosten ist nicht zu beobachten. Beispielsweise fehlen die Roten Gipsmergel im belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet nahezu völlig (s. Abb. A/33, vergl. auch GOETZ 1914), bei Reisdorf-Wallendorf im Nordosten hingegen erscheinen km3R-Mächtigkeiten von mehr als 10 Metern.

Die weiten Ausbisszonen von Serien des 'Oberen Gipskeupers' in Luxemburg sind zudem sicher nicht allein Resultat altkimmerischer Bewegungen. Die schichtstufenartigen Lagerungsverhältnisse stehen in Zusammenhang mit der tektonischen Differenzierung des sich senkenden Pariser Beckens in Bezug zu den umrahmenden paläozoischen Massiven. Eine Reichweite der Ostholländischen Schwelle bis in die Region der Rheinischen Masse wurde denn auch im Zuge einer genaueren Bestandsaufnahme der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' bei SCHRÖDER 1982 (Abb. 5) in Frage gestellt.

Generell spielt die 'Altkimmerische Hauptdiskordanz' im Bereich des Untersuchungsgebietes bei weitem nicht die Rolle, die ihr im inneren Germanischem Becken zugeordnet wird. In Nordost-Mecklenburg wurden kleinräumige bruchtektonische Ereignisse, also strukturbil-

Tab. 5: Parallelisierung der oberen Trias zwischen Germanischem und Pariser Becken.
 ①: 'Mosterholz-Seklundenz', ②: 'Grevenburg-Seklundenz', ③: 'Kortenbergs-Seklundenz', ④: 'Wehrendorf-Seklundenz', (= 'Altkimmerische Hauptdiskordanz'), ⑤: 'Holhöfen-Seklundenz', ⑥: *contorta*-Transgressions-Diskordanz', StUG: Steinheim-Untergruppe, HUG: Holzminden-Untergruppe, HTS: Hameln-Teilsequenz, PTS: Pyrmont-Teilsequenz, *: (von u. nach o.) Vlotho-Formation Schwalenberg-Formation Kielsberg-Formation Magdeburg-Formation.

PARISER BECKEN
MÉGNIEN 1980

LUXEMBURG
DITTRICH 1988

NORDWEST-DEUTSCHLAND
nach DUCHROW 1984

SÜD-DEUTSCHLAND
i.w. nach GWINNER 1980 u. KRIMMEL 1980

K E U P E R	Rhétien	Argiles de Levallois		Oberer Keuper	Oberes Rhät		SCHAUM- BURG- SEQUENZ ⑥	Exter- Gruppe	Vahlbruch-F.		M I T T L E R E R K E U P E R	OBERER KEUPER						
		Grès rhétien			Unteres Rhät				Oeynhaus-F.			Rinteln-F.						
	Marnes irisées	Marnes irisées supérieures	Argiles bariolées dolomitiques		Oberer Mittelkeuper	Oberer Steinmergelkeuper		RAVENSBURG- SEQUENZ ⑤	Detmold-Gr.	*		Coburg- Folge	SL					
			Argiles de Chanville			Mittlerer Steinmergelkeuper				Rischenau-F.			Ansbach-Folge		Rote Wand			
		Marnes irisées moyennes	Dolomie de Beaumont			Unterer Steinmergelkeuper		Rote Gipsmergel		LIPPE- SEQUENZ ④		Weser- Gruppe	Polle-Formation		Stuttgart- Folge		Hauptsteinmergel	
			Argiles bariolées intermédiaires			Elie-de-Beaumont-Dolomit		Dunkle Mergel					Stuttgart- Gruppe		SL?		Dunkle Mergel	
			Grès à roseaux		Oberer Schilfsandstein		Oberer Schilfsandstein		Stuttgart- Gruppe				Osnabrück-F.		Schilfsandstein			
	Marnes irisées inférieures	Couches à esthéries		Unterer Mittelkeuper		Oberer Pseudomorphosenkeuper		③ HTS	Grabfeld- Gruppe	HUG Bredenborn-Formation Oldenburg-Formation Hahnenklau-Formation		Grabfeld- Folge/		Estherien- Schichten				
		Formation salifère Couches à pseudomorphoses		Unterer Mittelkeuper		Unterer Pseudomorphosenkeuper				StUG Vörden-Formation Elbrinxen-Formation Löwendorf-Formation		Gipskeuper i. e. S.						
	Lettenkohle	Dol.-limite de la LK.		UNTERER KEUPER/ LETTENKEUPER	Oberer Lk.	Grenzdolomit		ENGERN- SEQUENZ ②	Höxter- Gruppe	Hohehaus-/Rulle- Formation		UNTERER KEUPER						
Argiles bariolées de la Lettenkohle		Bunte Mergel				Hohehaus-/Rulle- Formation												
Dol. infér. de la LK.		Basisschichten				Bödexen-/Wallenhorst-F.												
MUSCHEL- KALK	MUSCHELKALK SUPÉRIEUR		Oberer Muschel- kalk	Obere Ceratitenschichten		MUSCHEL- KALK	CORVEY- SEQUENZ ①	Oberer Muschel- kalk	Ceratitenschichten		MUSCHEL- KALK	Oberer Muschel- kalk	Semipartitus-Schichten					
				Untere Ceratitenschichten														Obere Nodosus- schichten
														Untere schichten				

dende Prozesse höherer Ordnung nachgewiesen. In Luxemburg bestehen keinerlei Anzeichen für eine derartige tektonische Aktivität; nach wie vor kam es hier lediglich zu mittelspannigen Verbiegungen des Beckenbodens. Diese abgeschwächte mechanische Reaktion ist wohl dem Einfluß der umgebenden strukturellen Einheiten von Ardennen, Eifeler Nord-Süd-Zone, Eifel und Hunsrück zuzuschreiben. Dadurch wurde der süd-europäische Deformationsschub altkimmerischer Bewegungen (vergl. BRANDNER 1984) abgemildert und modifiziert.

Die genannten Beispiele zeigen, daß die in einzelnen Beckenarealen ermittelten Charakteristika eines tektonischen Umschwunges (einer 'Sekludenz', vergl. Kap. III.2.) nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden können. Die einzelnen Bewegungsakte konnten regional sehr unterschiedliche Auswirkungen haben.

Dies zeigt sich auch in der sehr variablen Bewertung solcher Ereignisse in den stratigraphischen Gliederungen verschiedener Beckenräume (Tab. 5). Im französischen Bereich wurde die mit den 'Argiles de Chanville' einsetzende Beckenerweiterung zum Anlaß genommen, eine spezielle Untereinheit des Mittelkeupers ('Marnes irisées supérieures') zu schaffen. Ähnliches gilt im Germanischen Becken; die Basis der 'Roten Wand' markiert dort die Grenze zwischen 'Stuttgart-' und 'Ansbach-Folge' (GWINNER 1980, KRIMMEL 1980) bzw. zwischen 'Stuttgart-' und 'Weser-Gruppe' (DUCHROW 1984). In der traditionellen Stratigraphie Luxemburgs (Tab. 1) fehlt eine solche Abtrennung; der Beginn der 'Roten Gipsmergel' wurde dort nicht als markanter stratigraphischer Einschnitt gewertet.

Interessant ist auch die sehr unterschiedliche Akzentuierung der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' in den jeweiligen stratigraphischen Gliederungen. Im Germanischen Becken wird sie schon seit WILL 1969 als stratigraphische Diskontinuität ausgehalten (Tab. 3); sie gilt dort als Obergrenze des Oberen Gipskeupers. In der luxemburgischen und französischen Stratigraphie wurde sie bisher überhaupt nicht berücksichtigt. Das Schichtglied des Steinmergelkeupers (km3St, vormals «km3») bzw. der 'Argiles bariolées dolomitiques' umfaßt gipsführende, also vor dem altkimmerischen Ereignis abgelagerte Serien wie auch gipslose (bzw. -arme) hangende Abfolgen.

Die hier vorgelegte Revision der Stratigraphie Luxemburgs ist ein Schritt zur beckenweiten Korrelation stratigraphischer Diskontinuitäten. Sie ermöglicht sowohl die Identifikation der für das Pariser Becken spezifischen Grenze mittlerer/oberer Mittelkeuper (km2/km3) als auch die Synchronisation der 'Altkimmerischen Hauptdiskordanz' ('Wehrendorf-Sekludenz', km3St1/km3St2). Eine entsprechende Überarbeitung der französischen Keuperstratigraphie wäre der nächste Schritt.

ANHANG

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1985) — Die nordchilenisch-peruanische Wüste — eine Extremlandchaft.—Nat. u. Mus., 115,11,353-363, Frankfurt a.M.
- ACHILLES, H. (1976) — Geologische Untersuchungen in der Minette des westlichen Escher Beckens (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 89p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- ACHILLES, H., BELOW, R. & SPIES, E.D. (in Vorber.) — Stratigraphische und fazielle Auswertung von palynologischen Untersuchungen der Trias-Lias-Grenzsichten im Raum Mersch (Luxemburg).—
- ADLOFF, M.-C. & DOUBINGER, J. (1982) — Étude palynologique du Rhétien et de l'Hettangien de cinq sondages situés dans les environs de Mersch (Luxembourg). — Bull. d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 19, 2, Paris
- AHORNER, L., BAIER, B. & BONJER, K.-P. (1983) — General Pattern of Seismotectonic Dislocation' and the Earthquake-Generating Stress Field in Central Europe Between the Alps and the North Sea. — 189-197 in: K. FUCHS et al. (eds.): Plateau Uplift. — Berlin, Heidelberg (Springer)
- AIGNER, T. (1982) — Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Triassic, SW-Germany). — in: G. EINSELE & A. SEILACHER (eds.): Cyclic and event stratification. — 536 p., New York, Heidelberg, Berlin (Springer)
- AIGNER, T. (1986) — Storm deposition systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. — Lecture notes in earth sciences, 3, 174p., New York, Heidelberg, Berlin (Springer)
- ALTHEN, G.W., RUSBÜLT, J. & SEEGER, J. (1980) — Ergebnisse einer regionalen Neubearbeitung des Muschelkalks der DDR. — Z. geol. Wiss., 8, 985-999, Berlin
- ANTUN, P. (1953) — Les associations des minéraux denses du Mésozoïque Luxembourgeois. — Ann. Soc. Géol. Belgique, 76, 249-271, Liège
- ANTUN, P. (1960) — Sur la lithologie des conglomérats rhétiens du Luxembourg et les caractres de leurs galets siliceux pseudoolithiques. — Inst. Gr.-D. de Luxembourg, Sect. Sc. Natur. Phys. et Math., Nouv. sér., Archives, 27, 25-55, Luxembourg
- BACHMANN, G.H. & GWINNER, M.P. (1971) — Nordwürttemberg. — Sammlung geol. Führer, 54, 168p., Berlin, Stuttgart (Borntraeger)
- BAROZ, F. (1969) — Un cas de sédimentation séquentielle dans la Dolomie de Beaumont (Keuper moyen) en Lorraine. — Bull. Acad. Soc. Lorraines Sc., 8, 2, 73-77, Nancy
- BARTH, E., BERNECKER, Th., BERNERS, H.P., BOCK, H., KOWALEWSKI, J. & MÜLLER, A. (1984) — Der Schilfsandstein Luxemburgs als tidal beeinflusste Rinnenfüllung. Aspekte zur Stratofazies und Sedimentologie des Profils Kinnet. — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 12, 25-43, Luxembourg
- BAUM, H. (1989) — Die Ausbildung der Trias in der Umgebung von Stegen (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 78p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- BAUMANN, A. (1964) — Geologische Neukartierung der Triassichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel (Saarburg-Kollesleuken-Wincheringen-Palzem). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Saarbergwerke Saarbrücken
- BAUMEISTER, G. (1979) — Geologische Untersuchungen im Gebiet von Saecul (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 84p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.

- BAYER, U. (1979) — A diagenetic deformation pattern of algal mats. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 193-200, Stuttgart
- BENEK, R., MEIER, R. & SCHWAB, G. (1971) — Stoffbestand und Mächtigkeitentwicklung im Tafeldeckgebirge als Grundlage der tektonischen Rayonierung. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 16,3-5,315-329, Berlin
- BERG, D. (1965) — Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel. Ihre Beziehungen zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluß auf das Gewässernetz. — Publ. Serv. Géol. Lux., XVI, 87p., Luxembourg
- BERNERS, H.-P. (1980) — Diplomkartierung im Gebiet Kleinbettingen-Mamer (westliches Luxemburg.) — Dipl.-Kart. T. H. Aachen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- BERNERS, H.-P. (1983) — A lower liassic offshore bar environment. Contribution to the sedimentology of the Luxemburg Sandstone. — Ann. Soc. Géol. Belg., 106, 87-102, Liège
- BERNERS, H.-P. (1985) — Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. — Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. — Diss. T. H. Aachen, 321p., Aachen
- BERNERS, H.-P., BOCK, H., COUREL, L., DEMONFAUCON, A., HARY, A., HENDRIKS, F., MÜLLER, E., MULLER, A., SCHRADER, E. & WAGNER, J.F. (1984) — Vom Westrand des Germanischen Trias-Beckens zum Ostrand des Pariser Lias-Beckens: Aspekte der Sedimentationsgeschichte. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66, 357-395, Stuttgart
- BERNHARDT, U. (1976) — Geologische Kartierung des Gebietes um Ellingen, Elvingen, Burmeringen in Süd-Ost-Luxemburg. — Dipl. Kartierung T.H. Aachen, 79p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- BEUTLER, G. (1976) — Zur Ausbildung und Gliederung des Keupers in NE-Mecklenburg. — Jb. Geol., 7/8 (1971/72), 119-126, Berlin 1976
- BEUTLER, G. (1979) — Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Hauptdiskordanz in Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., 7, 617-632, Berlin
- BEUTLER, G. (1980) — Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. — Z. geol. Wiss., 8, 1001-1018, Berlin
- BEUTLER, G. & HÄUSSER, I. (1982) — Über den Schilfsandstein der DDR. — Z. geol. Wiss., 10, 4, 511-525, Berlin
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1978) — Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). — Z. geol. Wiss., 6, 403-420, Berlin
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1981) — Zur Bedeutung rhenotyper Bruchstrukturen in der westlichen Ostsee während des älteren Mesozoikums. — Z. geol. Wiss., 9, 10, 1139-1147, Berlin
- BINTZ, J. (1972) — Les forages profonds réalisés au Grand-Duché de Luxembourg. — Bull. Soc. Nat. Lux., 77, 15-19, Luxembourg
- BINTZ, J., GUÉRIN-FRANIATTE, S., MOUTERDE, R., MULLER, A. & SIEDEK, H. (1970) — Résultats des recherches géologiques faites sur la tranchée du S.E.B.E.S.: Tronçon Eschdorf-Nospelt, Nospelt-Rebiert, Nospelt-Bridel. — Publ. Serv. Géol. Lux., XX, 1-83, Luxembourg
- BINTZ, J., HARY, A. & MULLER, A. (1973) — Luxembourg. — in: Guides géologiques régionaux: Ardenne/Luxembourg. — 135-202, Paris (Masson)
- BINTZ, J., EVEN, G., FLECKEN, P., HENDRIKS, F. & MULLER, A. (1979) — Zur Ausbildung des Rhäts in den Flachbohrungen Mersch (Luxemburg): Stratigraphische, sedimentologische und organisch-geochemische Untersuchungen. — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 10, Luxembourg

- BLANKENHORN, M. (1885) — Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roehrthale. — Abh. geol. Spez.-Karte Preussen, 6, 2, Berlin
- BOCK, H. (1981) — Diplomkartierung im Gebiet Belgisch-Luxemburg (Südbelgien). — Dipl.-Kartierung, T.H. Aachen, 136p., (unpubl.)
- BOCK, H. (1981) — Die Ausbildung der Randfazies im Grenzbereich Oberer Muschelkalk/Lettenkohlengruppe in der Süd-Eifel und im angrenzenden Luxemburger Sedimentationsraum. — Dipl.-Arb. T. H. Aachen, 182p., (unpubl.)
- BOCK, H. (1988) — Die Ausbildung und Fazies der Lettenkohlen-Gruppe und der Bunten Mergel in Belgisch-Luxemburg. — Jber.Mitt.oberrhein. geol. Ver., N.F. 70, 353-382, Stuttgart
- BOCK, H., BRICON, C. & FAILLIES, J. (1984) — Kraterstrukturen in der Lettenkohlegruppe E-Luxemburgs im Steinbruch Walch bei Gilsdorf. — Jber.Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66, 341-349, Stuttgart
- BOCK, H. & WAGNER, J.F. (1986) — Faziesanalyse und Stratigraphie im Profil Schadeck (Oberer Muschelkalk — Steinmergelgruppe; Ardennensüdrand, Belgien). — Jber.Mitt. oberrhein. Ver., N.F. 68, 253-270, Stuttgart
- BOCK, H., MULLER, A., STEINGROBE, B. & STRICH, R. (1986) — Die Ablagerungen der Steinmergel-Gruppe (Obertrias) im Profil Findel, Luxemburg. — in: T. Bechstädt & H. Knitter (eds.): 1. Treffen dt. Sedimentologen, 7.-8.3. 1986, Freiburg, Abstr., 135-138, Freiburg
- BOCK, H., MULLER, A., STEINGROBE, B. & STRICH, R. (1987) — Die Ausbildung der Steinmergel-Gruppe (Obere Trias; Bunte Mergel) in der Eifeler Nord-Süd-Zone und in Lothringen. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 69, 196-227, Stuttgart
- BRANDNER, R. (1984) — Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. — Jb. Geol. B.-A., 126, 4, 435-475, Wien
- BRENNER, K. (1973) — Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 68, 101-222, Stuttgart
- BRENNER, K. (1973) — Profile aus dem oberen Mittelkeuper Südwest-Deutschlands. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 72, 103-203, Stuttgart
- BRINKMANN, R. (1977) — Abriß der Geologie. — Bd.II: Historische Geologie. — 10/11. Auflage, neubearb. v. K.KRÖMMELBEIN, 400p., Stuttgart (Enke)
- BRÜHL, H. (1965) — Ein Beitrag zur Geologie der Siegener Schichten im Gebiet von Laroche-Bastogne-Houffalize (Ardennen). — Geol. Mitt., 5, 301-376, Aachen
- BUBNOFF, S. v. (1954) — Grundprobleme der Geologie. — 234p., Berlin (Akad.Verl.)
- BURST, J.F. (1965) — Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. — J. Sediment. Petrol., 35, 2, 348-353, Tulsa
- BURTMAN, V.S. (1979) — Das stationäre Bruchnetz der Paläozoiden und der Mobilismus. — Z. geol. Wiss., 7, 10, 1257-1267, Berlin
- BUSH, P. (1973) — Some aspects of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. — in: B. H. PURSER (ed.): The Persian Gulf. — 395-407, Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- BUSSON, G. (1982) — Le Trias comme période salifère. — Geol. Rdsch., 71, 3, 857-880, Stuttgart
- CONSTANTINE, L.S. (1970) — Geologische (sedimentologische) Untersuchungen im Keuper der Nord- und Süd-Eifel. — Dipl.-Arb. T.H. Aachen, 44p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- COUREL, L., DEMONFAUCON, A. & MULLER, A. (1984) — Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois; Influence du haut-fond de Sierck-les-Bains. — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 12, 3-24, Luxembourg
- DEMONFAUCON, A. (1982) — Le Muschelkalk supérieure de la vallée de la Moselle (Gr.-D. de Luxembourg). Stratigraphie. Organisation sédimentaire. — Thèse 3e cycle, Université de Dijon, 206p., Dijon

- DEPKA, T. (1976) — Diplomkartierung in Luxemburg 1976. Gebiet: Waldbredimus, Dalheim, Filsdorf, Aspelt, Hassel. — Dipl.-Kartierung T. H. Aachen, 47p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- DESPRAIRIES, A., PALAIN, Chr. & PLAZIAT, J.-Cl. (1966) — Contribution à l'étude sédimentologique de la formation de «grès à Roseaux» (Keuper moyen) dans la région de Hinckange (Moselle). — Bull. Soc. Géol. France, VIII, 7, 158-157, Paris
- DITTRICH, D. (1982) — Die Randfazies der Trias im Raum Bissen/Colmar-Berg (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 98p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- DITTRICH, D. (1984) — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1:25.000 Blatt Nr. 8 Mersch. — Publ. Serv. Géol. Lux., XXV, 96p., Luxembourg
- DITTRICH, D. (1987) — Das Schollenmosaik des Devon-Sockels der Luxemburg-Trierer Bucht im Abbild der mesozoischen Deckschichten. — 3-4 in: WALTER, R.(ed.) — Bericht 2. Rundgespräch «Geodynamik des europäischen Variszikums.» Aachen, 14./15. November 1986. — Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1987, 1/2, 1-18, Stuttgart
- DITTRICH, D. (1989) — Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment — eine Umdeutung bisheriger Befunde. — Z. dt. geol. Ges., 140, 2, 295-310, Hannover
- DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & KOZUR, H. (1980) — Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. — Z. geol. Wiss., 8, 951-963, Berlin
- DUBOIS, P. & UMBACH, P. (1974) — À propos du Trias de deux bassins sédimentaires français: le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. — Bull. Soc. Géol. France, XVI, 696-707, Paris
- DUCHROW, H. (1968) — Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). — Z. dt. geol. Ges., 117 (1965), 620-662, Hannover
- DUCHROW, H. (1982) — Eustatische Meeresspiegelschwankungen als Ursache «altkimmerischer» Diskordanzen in der Germanischen Trias am Beispiel der Hunte-Schwelle (Nordwest-Deutschland). — Geol. Ver., 72. Jtag., Abstrs., 40, Würzburg
- DUCHROW, H. (1984) — Der Keuper im Osnabrücker Bergland. Mit einer Revision der nordwestdeutschen Keuper-Gliederung. — Sonderabdruck von: DUCHROW, H. (1984) — Keuper. — in: Geologie des Osnabrücker Berglandes. — (ed.: H. KLASSEN), 221-333; Osnabrück (Naturwiss. Museum)
- DUCHROW, H. (1985) — Zur Geologie des Oberen Muschelkalks und Keupers im Osnabrücker Bergland. — Diss. Univ. Hamburg
- DUNAJTSCHIK, K., GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (1989) — In situ entstandene Karbonatpartikel: Benthische Ooide, Peloid und Aggregatkörner hypersalinerer Mikrobenmatten (Lanzarote, Kanarische Inseln). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, ISSN 0378-6870, 16 (Abstr.), Innsbruck
- DURINGER, Ph. (1982) — Sédimentologie et paléocéologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle (Trias germanique) de l'est de la France. Diachronie des faciés et reconstitutions des paléoenvironnements. — Thèse 3e cycle, Inst. géol. Strasbourg, 96p., Strasbourg
- DURINGER, Ph. (1987) — Une mégaséquence d'émersion: la Lettenkohle (Trias Est de la France). Mise en évidence de marées par l'imbrication bipolaire de plaques de dessiccation. — Geol. Rdsch., 76, 2, 579-597, Stuttgart
- DZYWULSKI, B. (1981) — Geologische Diplomkartierung im Raum Mondorf - Burmerange - Schengen - Gandren - Beyren-lès-Sierck - Emerange. — Dipl.-Kartierung, T.H. Aachen, 65p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- ERLEBACH, K.J. (1989) — Geologische Kartierung im Raum Dippach-Garnich-Clémency (Südwest-Luxemburg). — Dipl.-Kart. Univ. Bonn, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- FEUTH, I. (1966) — Beiträge zur Stratigraphie des Hettangien auf dem Plateau von Bürmeringen (Luxemburg). — Dipl.-Arb. T.H. Aachen, 64p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.

- FEUTH-SIEDEK, I., GUÉRIN-FRANIATTE, S. & MULLER, A. (1970) — Le Lias inférieur sur le plateau de Burmerange. — Publ. Serv. Géol. Lux., 20, 85-127, Luxembourg
- FIELITZ, W. (1980) — Diplomkartierung im Gebiet Cessingen-Hesperingen in S-Luxemburg. — Dipl.-Kart. T.H. Aachen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- FISCHER, K. (1982) — Diplomkartierung in Südbelgien im Gebiet Jamoigne (Belgisch-Luxemburg). — Dipl.-Kart. T.H. Aachen, 95p., (unpubl.)
- FLÜGEL, E. (1978) — Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalkes. — 454p., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1965) — Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rdsch., 55, 40-49, Stuttgart
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977) — Sedimente und Sedimentgesteine. — 3. Aufl., 726 p., Stuttgart (Schweizerbart)
- FOURMENTRAUX, J., PONTALIER, Y., LAVIGNE, J. & POUJOL, P. (1959) — Trias, Jurassique inférieur et moyen de l'est du Bassin de Paris. Présentation des cartes d'isopaques et du lithofaciés. — Revue de l'inst. français de Pétrole, XIV, 9, 1063-1090, Paris
- FUCHS, K., GEHLEN, K. v., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.) (1983a) — Plateau Uplift. The Rhenish Shield — A Case History. — 411p., Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer)
- FUCHS, K., GEHLEN, K. v., MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. (1983b) — Epiloguc: Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift. — 405-411 in: FUCHS et al. (eds.): Plateau Uplift. — Berlin, Heidelberg (Springer)
- FURTAK, H. (1965) — Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. — Geol. Mitt., 4 (für 1963), 3, 273-332, Aachen
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. (1983) — Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. — 413p., New York, Heidelberg, Berlin (Springer)
- GERVAIS, K. (in Vorb.) — Geologische Untersuchungen im Raum Beckerich-Eischen/Luxemburg. — Dipl.-Arb. Univ. Bonn
- GEYER, O.F. & GWINNER, M. (1986) — Geologie von Baden-Württemberg. — 3. Auflage, 472 p., Stuttgart (Schweizerbart)
- GITTINGER, K. (1964) — Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg-Könen) und Mosel (Tommels-Nittel). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Saarbergwerke Saarbrücken
- GITTINGER, K. (1969) — Geochemische Faziesuntersuchungen im Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper Luxemburgs. — Publ. Serv. Géol. Lux., XIX, 109p., Luxembourg
- GOETZ, C. (1914) — Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. — Jb. Kgl. preuss. geol. L.-A., 35, Teil 1, H. 2, 335-427, Berlin
- GOOS, H.O.K. (1965) — Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) zwischen Syr und Mosel (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 53p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- GOOS, H.O.K., HAUDE, R., IRRLITZ, W., KUPSCH, F., NEUMANN, Chr., VON HOYER, M. WALTER, H., WEINHOLD, H. & ZELLER, M. (1966) — Die Stratigraphie der Trias (oberer Buntsandstein - Steinmergelkeuper) zwischen Sierck und dem Sauertal (Luxemburg). — Arbeitsbericht Univ. Tübingen (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- GREBE, H. (1881) — Über das Ober-Rotliegende, die Trias, das Tertiär und das Diluvium in der Trier'schen Gegend. — Jb. Kgl. preuss. geol. L.-A., 2, 455-481, Berlin

- GREBE, H. (1883) — Über die Trias-Mulde zwischen Hunsrück- und Eifel-Devon. — Jb. Kgl. preuss. geol. L.-A., 4, 462-485, Berlin
- GREBE, H. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000 — Kgl. preuss. geol. L.-A., Berlin
- | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| Blatt Mettendorf Nr.6003 (1891) | Blatt Trier Nr.6205 (1892) |
| Blatt Oberweis Nr.6004 (1892) | Blatt Wincheringen Nr.6304 |
| Blatt Bitburg Nr.6005 (1892) | (1880) |
| Blatt Wallendorf Nr.6103 (1891) | Blatt Saarburg Nr.6305 (1880) |
| Blatt Bollendorf Nr.6104 (1892) | Blatt Kirf Nr.6404 (1880) |
| Blatt Welschbillig Nr.6105 (1892) | Blatt Freudenburg Nr.6405 |
| Blatt Schweich Nr.6106 (1892) | |
- GUILLAUME, L. (1941) — Contribution à la stratigraphie et à la tectonique du Lias dans la Région de Thionville. Le «Fossé de Thionville». — Bull. Soc. Géol. France, 11, 35-73, Paris
- GWINNER, M. (1970) — Über Resedimentation im Schilfsandstein (Mittlerer Keuper). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 141-148, Stuttgart
- GWINNER, M. (1980) — Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 229-234, Stuttgart
- HAHN, G.G. (1984) — Paläomagnetische Untersuchungen im Schilfsandstein (Trias, km2) Westeuropas. — Geol. Rdsch., 73, 2, 449-517, Stuttgart
- HÄUSSER, I. & KURZE, M. (1975) — Sedimentationsbedingungen und Schwermineralführung im Mesozoikum des Nordteils der DDR. — Z. geol. Wiss., 3, 10, 1317-1332, Berlin
- HARY, A. (1964) — Aufschlüsse im Hauptmuschelkalk am luxemburgischen Ufer von Mosel und Sauer. — Der Aufschluss, 15, 223-228, Heidelberg
- HARY, A. (1969) — Recherches biostratigraphiques et pétrographiques dans les couches à entroques au «Heselberg» près de Moersdorf. — Bull. Soc. Nat. Lux., 70, 109-138, Luxembourg
- HARY, A. (1974) — Inventaire des traces d'activité animale dans les sédiments mésozoïques du territoire luxembourgeois. — Publ. Serv. Géol. Lux., XXIII, 91-175, Luxembourg
- HARY, A. & MULLER, A. (1967) — Zur stratigraphischen Stellung des Bonebeds von Medernach (Luxemburg). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, 333-341, Stuttgart
- HARY, A., HENDRIKS, F. & MULLER, A. (1981) — Lithofaciés, stratofaciés et ichnofaciés du Rhétien grésopélique de la carrière d'Aboncourt (NE de la Lorraine). — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 9, 26p., Luxembourg
- HARY, A., BOCK, H., DITTRICH, D. & WAGNER, J.F. (1984) — Trias in Becken- und Randfazies im Luxemburger Gutland (Exkursion F am 26. u. 27. April 1984). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66, 85-94, Stuttgart
- HAUDE, R. (1967) — Geologische Kartierung. Der Muschelkalk und Keuper im Gebiet zwischen Ehnen (Mosel) und Canach in Luxemburg. — Dipl.-Arb.Univ. Tübingen, (unpubl.)/Archiv Serv. Géol. Lux.
- HAUNSCHILD, H., NIT-HACK, J. & SALGER, M. (1975) — Das Schilfsandsteinvorkommen von Lichtenau. Geologische, tonmineralogische und photogrammetrische Untersuchungen. — Geol. Bav., 74, 57-93, München
- HAUSCHKE, N. (1985) — Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers (km1). — Diss.Univ.Münster, 258p., Münster
- HAUSCHKE, N. (1987) — Knollige und tepeeartige Strukturen — Indikatoren für die frühdiagenetische Bildung von Ca-Sulfaten unter Playa-Bedingungen im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 175, 2, 147-179, Stuttgart

- HEILMANN, H. (1979) — Geologische Untersuchungen im Gebiet Buschdorf-Reckange (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 102p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- HEITELE, H. (1964) — Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg) und Mosel (Wincheringen-Nittel). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Saarbergwerke Saarbrücken
- HEITELE, H. (1984) — Geologische Profile (Oberrotliegendes bis Unterer Keuper, Quaritär) und ingenieurgeologische Aspekte zu Autobahn-Teilstücken in der Umgebung von Trier und Bitburg. — Mainzer Geowiss. Mitt., 13, 237-260, Mainz
- HENDRIKS, F. (1982) — Ein Modell zur Rätssedimentation am Ostrand des Pariser Beckens. Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. — Diss. T. H. Aachen, 294p., Aachen
- HILLY, J. & HAGUENAUER, B. (1979) — Lorraine — Champagne. — Guides Géologiques Régionaux, 216p., Paris (Masson)
- HLASTA, N. (1989) — Geologische Kartierung eines Einzugsgebietes der Kyll im Raum Bitburg-Röhl-Speicher. Erfassung und Bewertung hydrologisch relevanter Basisdaten unter besonderer Berücksichtigung von Stratigraphie, Tektonik und Relief. — Dipl.-Arb. Univ. Trier, (unpubl.)
- HOLLMANN, P. (1984) — Die Rhät-Lias Grenzschichten im Raum Eisenborn-Fischbach (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 78p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- HORON, O. (1961) — Rapport sur le Bassin parisien. — Coll. sur le Lias français., Mém. B.R.G.M., 4, 7-33, Paris
- HUBBERT, M.K. (1951) — Mechanical basis for certain familiar geologic structures. — Geol. Soc. Amer. Bull., 62, 355-372, New York
- HURLER, H. (1968) — Geologische Kartierung der Trias zwischen Echternach und Reisdorf (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 38p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- IRRLITZ, W. (1966) — Die Trias westlich der unteren Sauer in Luxemburg. — Dipl.-Arb. F.U. Berlin, 70p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- KÄSTNER, H. (1972) — Versuch einer zyklischen Gliederung des Unteren Keupers im Thüringer Becken auf Grund neuer stratigraphischer Beobachtungen. — Geologie, 21, 837-844, Berlin
- KAISER, D. (1975) — Lithostratigraphische Korrelation und gesteinsphysikalische Parameter im Buntsandstein des Kylltales — Westeifel. — Diss. Univ. Mainz, 115p., (unpubl.)
- KNAPP, G. (1961) — Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalles der Eifel. — Geol. Mitt. T.H. Aachen, 2, 2, 107-160, Aachen
- KÖHLE, H. (1968) — Geologische Kartierung der Trias zwischen Bettendorf und Vianden im Nordosten Luxemburgs. — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 67p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- KÖLSCHBACH, K.-H. (1985) — Tektonische Untersuchungen im Unterdevon der Südwesteifel zwischen dem Manderscheider Sattel und der Wittlicher Senke. — Diss. Univ. Bonn, 147p., Bonn
- KÖWIUS, B. (1977) — Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im unteren und mittleren Bajocien Luxemburgs. — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- KONRAD, H.J. & WACHSMUT, W. (1973) — Zur Lithologie und Tektonik des Unterdevons im südlichen Ösling Luxemburgs. — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 5, 20p., Luxembourg
- KOZUR, H. (1968) — Conodonten aus dem Muschelkalk des Germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. — Teil 1: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. — Geologie, 17, 8, 930-946; Teil 2: Zahnreihen-Conodonten. — 17, 9, 1070-1085, Berlin

- KOZUR, H. (1972) — Die Bedeutung der Megasporen und Characeen-Oogonien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 437-454, Innsbruck
- KRIEGER, K.-H. (1978) — Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). — Berliner geowiss. Abh., A, 7, 109 p., Berlin
- KRIMMEL, V. (1980) — Epirogene Paläotektonik zur Zeit des Keupers (Trias) in Südwest-Deutschland. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 76, 1-74, Stuttgart
- KÜHN, W. (1976) — Einige Bemerkungen zum Auftreten von Analcim im Keuper. — Jb. Geol., 5/6(1969/1970), 269-276, Berlin
- LAUGIER, R. (1961) — Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le quart nord-est du Bassin de Paris. — Mém. B.R.G.M., 4, 605-616, Paris
- LEPPLA, A. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000 — Kgl. preuss. geol. L.-A., Berlin:
Blatt Waxweiler Nr. 5904 (1908) Blatt Killburg Nr. 5905 (1908)
- LEVALLOIS, J. (1839) — Note sur un sondage exécuté à Cessingen, dans le grand duché de Luxembourg. — Ann. des Mines, 3e série, 16, 295-297, Paris
- LEVELT, Th. (1965) — Die Plateau-Lehme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft. — Publ. Serv. Géol. Lux., XV, 215p., Luxembourg
- LOMBARD, A. (1956) — Géologie sédimentaire: Les séries marines. — 772 p., Liège, Paris (Masson)
- LOTZE, F. (1933) — Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. — Zbl. f. Min., Abt. B, 193-199, Stuttgart
- LUCAS, J. (1962) — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. — Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 23, 202 p., Strasbourg
- LUCAS, J. (1974) — Quelques considérations sur les argiles du Trias à facies germanique. — Bull. Soc. Géol. France, XVI, 7, 677-678, Paris
- LUCIUS, M. (1941) — Beiträge zur Geologie von Luxemburg. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. — Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs. — Publ. Serv. Géol. Lux., III, 330 p., Luxembourg
- LUCIUS, M. (1948) — Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. — Publ. Serv. Géol. Lux., V, 408 p., Luxembourg
- LUCIUS, M. (1952) — Übersicht über die Geologie Luxemburgs. — Z. dt. geol. Ges., 103 (1951), 178-209, Hannover
- LUND, J. (1977) — Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-east North Sea Basin. — Danmarks Geol. Unders. II, Rk, 109, 105 p., Kopenhagen
- MARCHAL, Cl. (1983) — Le gîte salifère keupérien de Lorraine-Champagne et les formations associées. Étude géométrique — Implications génétiques. - Sci. de la Terre, Mém., 44, 139 p., Nancy
- MARCHAL, Cl. (1985) — Les dissolutions anciennes et actuelles du gîte salifère keupérien de l'Est de la France. — Bull. Soc. Géol. France, 8, I, 6, 815-822, Paris
- MARCHAL, Cl. (1986) — Le Sel — marqueur stratigraphique et reflet de l'évolution structurale d'un bassin à partir de corrélations diagraphiques entre des séries keupériennes de l'Europe du NW. — C. R. Acad. Sc. Paris, Série 2, 303, 12, 1135-1140, Paris
- MATHEOU, D. (1982) — Sedimentologische Untersuchungen in der triadischen Randfazies Luxemburgs. — Dipl.-Arb. T.H. Aachen, 119 p., (unpubl.)
- MAUBEUGE, P.L. (1964) — La coupe type des «Marnes irisées moyennes» de Contrexeville (Vosges) (et l'échelle stratigraphique type du Trias lorrain. — Acad. Lorr. Sci., Bull., 3, 3, 58-65, Nancy

- MAUBEUGE, P.L. (1971) — Observations nouvelles sur le Trias supérieur (Marnes irisées supérieures) au SE et NE de la région de Metz (Moselle). — Acad. Lorr. Sc., Bull., X, 4, 50-65, Nancy
- MAYER, W. (1968) — Geologische Kartierung der Trias nördlich Diekirch zwischen Sauer und Bleses. — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- MÉGNIEN, C. (ed.) (1980) — Synthèse Géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et Paléogéographie. — Mém. B.R.G.M., 101, Volumes I + II, 466 p., Orléans
- MERKI, P. (1961) — Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. — Eclogae geol. Helv., 54, 1, 137-221, Lausanne, Basel
- MERTENS, G. (1982) — Geologische Untersuchungen im Gebiet Schoenfels-Lorentzweiler (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 187 p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- MEYER, W. (1986) — Geologie der Eifel. — 614 p., Stuttgart (Schweizerbart)
- MEYER, W. & STETS, J. (1975) — Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen.— Z. dt. geol. Ges., 126, 15-29, Hannover
- MEYER, W. & STETS, J. (1979) — Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels. — Z. dt. geol. Ges., 130, 273-288, Hannover
- MEYER, W. & STETS, J. (1980) — Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., 131, 725-751, Hannover
- MIES, B.M. (1982) — Geologische Geländeaufnahmen nördlich von Stadt Luxemburg. Untersuchungen zum Grundwasserhaushalt und Grundwasserchemismus im Luxemburger Sandstein. — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 176 p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- MILLOT, G. (1970) — Geology of clays. Weathering, Sedimentology, Geochemistry. — 429 p., New York (Springer)
- MONTY, C.L.V. & VAN LAER, P. (1984) — Experimental radial calcite ooids of microbial origin and fossil counterparts. — 5th European Regional Meeting of Sedimentology. I.A.S., Abstr., 296-297
- MÜLLER, M. (1982) — Geologische Geländeaufnahmen zwischen Colmar-Berg und Nommern (Luxemburg). — Dipl.-Kartierung Univ. Bonn, 33p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- MÜLLER, R. (1989) — Die Ausbildung der Trias westlich der unteren Alzette bei Ettelbruck (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 113p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- MULLER, A. (1964) — Untersuchungen über das Rät in Luxemburg. — Publ. Serv. Géol. Lux., XIV, 253-282, Luxembourg
- MULLER, A. (1966) — Les affleurements de couches de passage du Trias au Jura le long de la route nat. 13 entre Welfrange et Rollingen-lès-Bous. — Inst. G.D. de Luxembourg, Sect. Sci. natur. phys. et math. Arch., 31, 259-267, Luxembourg
- MULLER, A. (1974) — Die Trias-Lias-Grenzschichten Luxemburgs. Faziesentwicklung am NE-Rand des Pariser Beckens. — Publ. Serv. Géol. Lux., XXIII, 1-89, Luxembourg
- MULLER, A., PARTING, H & THOREZ, J. (1973) — Caractères sédimentologiques et minéralogiques des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure nord-est du Bassin de Paris. — Ann. Soc. Géol. Belg., 96, 671-701, Lige
- MULLER, A., PAPAIOANNOU, J. & SCHRADER, E. (1977) — Die Mittlere und Obere Trias der Nord-Eifel. — Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 8, 23-36, Luxembourg
- MURAWSKI, H. (1983) — Geologisches Wörterbuch. — 8. Aufl., 281p., Stuttgart (Enke)
- NEGENDANK, J. (1983) — Trier und Umgebung. — Sammlung Geol. Führer, 60, 2. Aufl., 195p., Berlin, Stuttgart (Borntraeger)

- NEUMANN-REDLIN, Chr. (1966) — Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) an der oberen Mosel zwischen Ehnen-Beyren-Flaxweiler-Overdonven-Ahn (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 42p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- NGOC THANH, K. (1977) — Contribution à l'étude des conodontes du Muschelkalk supérieur lorrain. — Thèse 3e cycle, 81p., Nancy
- OPPEL, A. (1856) — Die Juraformation. — Stuttgart (Ebner & Laubert)
- OPPEL, A. (1858) — Weitere Nachweise der Kössener Schichten in Schwaben und Luxemburg. — Sitzungsber. der Wiener Akad., XXIV, Wien
- PALAIN, Chr. (1966) — Contribution à l'étude sédimentologique du 'Grès à Roseaux' (Trias supérieur) en Lorraine. — Thèse de 3e cycle, Lab. Géol. Fac. Sc., Nancy
- PURSER, B.H. (ed.) (1973) — The Persian Gulf. — 471p., Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- REIF, W.-E. (1982) — Muschelkalk/Keuper bone-beds (Middle Triassic, SW-Germany) — storm condensation in a regressive cycle. — 299-325 in: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds.): Cyclic and event stratification. — Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- REINECK, H.-E. & SINGH, J.B. (1980) — Depositional sedimentary environments. — 2. Aufl., 549p., Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- RICHTER-BERNBURG, G. (1968) — Salzlagerstätten. — in: A. Bentz & H.J. Martini (eds.): Lehrbuch der Angewandten Geologie, 2, 1, 918-1061, Stuttgart
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977) — Einflüsse progressiver und rezessiver Salinität auf Entstehung und Strukturformen von Salzgesteinen — eine Problematik des Muschelkalk-Salzes. — Jber. Mitt. oberrhein. Ver., N.F. 59, 273-301, Stuttgart
- RICOUR, J. (1959a) — Contribution à une révision du Trias français. — Thèse Fac. Sci. Univ. Paris, Mém. Expl. Carte Géol. France, 471 p., Paris
- RICOUR, J. (1959b) — Stratigraphie du Trias du bassin de Paris. — Bull. Soc. Géol. France, 7, 1, 3-12, Paris
- RÖHL, U. (1986) — Feinstratigraphie und Mikrofazies des Oberen Muschelkalks im Hildesheimer Wald. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 8, 489-511, Stuttgart
- ROST, A. (1839) — Mitteilungen über den Bohrversuch zu Cessingen bei Luxemburg. — Erfurt
- SABBAGH, A. (1967) — Geologische Untersuchung im Trias und der untere Jura zwischen Osweiler, Berbourg und Bech (Luxemburg). — Dipl.-Arb. F.U. Berlin, 68p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- SCHÄFER, A. & SNEH, A. (1983) — Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe-Basin. — Geol.Rdsch., 72, 3, 1135-1146, Stuttgart
- SCHILLINGS, R.W. (1986) — Geologische Kartierung der Trias auf Bl. 6004 Oberweis zwischen Enz- und Prümatal im Gebiet von Halsdorf-Peffingen-Schankweiler. — Dipl.-Kartierung Univ. Bochum, 49p., (unpubl.)
- SCHMID, H. (1980) — Gibt es einen postvariszischen exogenen Vererzungszyklus? — Erzmetall, 33, 44-48, Weinheim
- SCHMIDT, M. (1928/38) — Die Lebewelt unserer Trias. — 461p., Öhringen 1928 (Hohenlohe'sche Buchhandlung) (Nachtrag 1938: 144p.)
- SCHNEIDER, W. (1966) — Die Dolomite des Gipskeupers westlich von Colmar (Luxemburg). Verbreitung, Petrographie, Chemismus und Entstehung. — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 54 p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- SCHNEIDER, W. (1973) — Zur Genese der Gipskeuper-Dolomite am Südrand der Luxemburger Ardennen. — Oberrhein. geol. Abh., 22, 51-74, Karlsruhe
- SCHNEIDERS, H. (1986) — Die Ausbildung der Trias im Raum Vichten/Boevange-sur-Attert (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 83p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.

- SCHOLLE, P.A. & KINS-
MAN, D.J. (1974) — Aragonitic and high-Mg calcite caliche from the Persian Gulf; a modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. — *J. Sed. Petrol.*, **44**, 3, 904-916, Tulsa
- SCHRADER, E. (1983) — Ein Sedimentationsmodell der Trias in der Eifeler Nord-Süd-Zone unter besonderer Berücksichtigung der Nord-Eifel (Mechernich-Maubacher Triasdreieck). — *Diss. T.H. Aachen*, 300p., Aachen
- SCHRETZENMAYR, S. (1981) — Remanente Mobilität des Schollenbaus junger Tafelgebirge am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. — *Z. geol. Wiss.*, **9**, 12, 1361-1377, Berlin
- SCHRÖDER, B. (1977a) — Unterer Keuper und Schilfsandstein im germanischen Trias-Randbecken. — *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, **5/6**, 1976, 1030-1056, Stuttgart
- SCHRÖDER, B. (1977b) — Bemerkungen zum Schilfsandstein von Lichtenau bei Ansbach/Mittelfranken. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **59**, 205-214, Stuttgart
- SCHRÖDER, B. (1982) — Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. — *Geol. Rdsch.*, **71**, 3, 783-794, Stuttgart
- SCHRÖDER, E. (1952) — Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — *Z. dt. geol. Ges.*, **103** (1951), 209-215, Hannover
- SCHRÖDER, J. (1964) — Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Tommels-Konzerbrück) und Saar (Könen-Mündung). — *Dipl.-Arb. Univ. Tübingen*, (unpubl.) / *Archiv Saarbergwerke Saarbrücken*
- SCHULZ, H.-J. (1976) — Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Minette des östlichen Escher Beckens (Luxemburg). — *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 75p., (unpubl.) / *Archiv Serv. Géol. Lux.*
- SCHWAB, G. (1981) — Paläotektonische, neotektonische und rezente Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. — *Z. geol. Wiss.*, **9**, 11, 1223-1236, Berlin
- SCHWARZ, H.U. (1975) — Profil des Unteren Muschelkalkes in der Kernbohrung Mersch/Luxemburg. — *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **6**, 22 p., Luxembourg
- SCHWARZ, H.U. (1977) — Sedimentationszyklen und stratigraphisch-fazielle Probleme der Randfazies des Unteren Muschelkalkes (Kernbohrung Mersch/Luxemburg). — *Geol. Rdsch.*, **66**, 34-61, Stuttgart
- SCHYNS, A. (1977) — Geologie der Kartiereinheiten Oberer Muschelkalk bis Sinemurium im Gebiet «Bous», Südost-Luxemburg, in Form einer Revision der Kartierung LUCIUS 1948. — *Dipl.-Kartierung T.H. Aachen*, 67p., (unpubl.) / *Archiv Serv. Géol. Lux.*
- SHEARMAN, D.J. (1966) — Origin of marine evaporites by diagenesis. — *Trans. Inst. Mining Metall.*, Sect. B, **75**, 208-215
- SPIES, E.D. (1982) — Geologische Untersuchungen im Raum Mersch-Lintgen (Luxemburg). — *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 182p., (unpubl.) / *Archiv Serv. Géol. Lux.*
- STEININGER, J. (1828) — *Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg.* — *Mém. Acad. roy. des Sciences et belles lettres*, **7**, Bruxelles
- STETS, J. & WURSTER, P. (1977) — Der Lichtenauer Randstrom des Schilfsandstein-Deltas. — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 99-120, Hannover
- STOCK, P. (1967) — Die Trias und der Untere Lias westlich von Stadtbredimus in Luxemburg. — *Dipl.-Arb. F.U. Berlin*, 76p., (unpubl.) / *Archiv Serv. Géol. Lux.*
- STOLL, D. (1981) — Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an Glaukoniten aus den Trochitenschichten zwischen Saargemünd-Zweibrücker Mulde und dem Trier-Bitburger Becken. — *Diss. Univ. Saarbrücken*, 123p., Saarbrücken
- THEIN, J. (1973) — Geologische Untersuchungen in der Minette des Differdinger Beckens (Luxemburg). — *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 98p., (unpubl.) / *Archiv Serv. Géol. Lux.*

- THIELEN, I. (1969) — Geologische Kartierung der Trias zwischen Reisdorf, Ermsdorf und Gilsdorf (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 45p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- TRAORÉ, S. (1977) — Zur Geologie der Umgebung von Irrel (Süd-Eifel). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 52p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- TRUSHEIM, F. (1961) — Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. — Erdöl-Z., 77, 9, 361-367, Wien, Hamburg
- TRUSHEIM, F. (1963) — Zur Gliederung des Buntsandsteins. — Erdöl-Z., 79, 7, 277-292, Wien, Hamburg
- TUCKER, M.E. (1978) — Triassic lacustrine sediments from South Wales: shore-zone clastics, evaporites and carbonates. — 205-224, in: Matter, A. & Tucker, M. (eds.): Modern and Ancient Lake Sediments. — Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 2, Oxford (Blackwell)
- UNSÖLD, G. (1970) — Die Ausbildung des Muschelkalks am Südrand der Ardennen zwischen Ettelbrück und Rodbachtal (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 70p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- VERHOEF, P. (1966) — Geomorphological and pedological investigations in the Redange-sur-Attert area (Grand-Duchy of Luxembourg). — Diss. Univ. Amsterdam, 531p., Amsterdam
- VIETH, A. (1976) — Kartierung im Raum Rolling, Waldbredimus, Trintange, Mendingen, Syren (SE-Luxemburg). — Dipl.-Kart. T. H. Aachen, 40p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- VILLEMIN, J. (1963) — Trias du sondages du Bassin de Paris de la Régie Autonome des Pétroles. — Coll. sur le Trias de la France et de régions limitrophes, Mém. B.R.G.M., 15, 89-122, Paris
- VON HOYER, M. (1967) — Geologische Kartierung der Trias zwischen Remich und Sierckles-Bains (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- WAGNER, J.F. (1982) — Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Randfazies der Trias Luxemburgs. — Diss. Univ. Innsbruck, 182p., Innsbruck
- WAGNER, J.F. (1987) — Vadose Pisoide und zonare Dolomitkristalle in der Keuper-Randfazies Luxemburgs. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 2, 116-128, Stuttgart
- WAGNER, W. (1984) — Das Dolomitvorkommen Trier-Bitburger Triasbucht als Lagerstätte der Hartsteinindustrie. — Z. dt. geol. Ges., 135, 473-489, Hannover
- WALTER, H. (1965) — Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) zwischen Grevenmacher-Ahn(Mosel)-Flaxweiler (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- WEILER, H. (1972) — Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg. — Mainzer geowiss. Mitt., 1, 198-227, Mainz
- WEILER, H. (1988) — Hydrogeologie der Eifel. — Exkursionsführer 140. Hauptvers. Dt. Geol. Ges., 17-45, Trier
- WEINHOLD, H. (1967) — Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Rosport (Sauer)-Oswweiler-Born (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 45p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- WETZELAER, A. (1977) — Geologie der Kartiereinheiten Oberer Muschelkalk bis Sinemurium im Gebiet «Remich», Südost-Luxemburg, in Form einer Revision der Kartierung LUCIUS 1948. — Dipl.-Kart. T. H. Aachen, 66p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- WIBOWO, T. (1967) — Geologische Untersuchungen des Syrtales in der Umgebung von Betzdorf (Luxemburg). — Dipl.-Arb. F.U. Berlin, 78p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.

- WIEBEL, M. (1967) — Geologische Kartierung der Triasschichten am Südrande der Ardennen zwischen Bettborn und Folschette (Luxemburg). — Dipl.-Arb. Univ.Tübingen, (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- WIEBEL, M. (1968) — Über die Trias am Südrand der Luxemburger Ardennen. — Oberrhein. geol. Abh., 17, 2, 165-192, Karlsruhe
- WILL, J.H. (1969) — Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. — Beih. Geol. Jb., 54, 240p., Hannover
- WOLBURG, J. (1969) — Zum Wesen der altkimmerischen Hebung mit einem Überblick über die Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung in NW-Deutschland. — Z. dt. geol. Ges., 119, 516-523, Hannover
- WOOD, G.V. & WOLFE, M.J. (1969) — Sabkha cycles in the Arab/Darb formation of the Trucial coast of Arabia. — Sedimentology, 12, 165-191, Amsterdam
- WURSTER, P. (1963a) — Erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung der Fränkischen Mulde (Eichelberg, Stromberg, Löwensteiner Berge, Bauland). — Jber. Mitt. oberrhein. Ver., N.F. 45, 113-120, Stuttgart
- WURSTER, P. (1963b) — Les problèmes posés par le «Grès à Roseaux» du Trias supérieur. — Sci. de la Terre, XI (1962/63), 2, 197-219, Nancy
- WURSTER, P. (1964) — Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 p., Hamburg
- WURSTER, P. (1968) — Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. — Eclog. geol. Helv., 61, 157-166, Basel
- ZELLER, M. (1966) — Die Trias und der untere Jura zwischen Rosport und Echternach in Luxemburg. — Dipl.-Arb. F. U. Berlin, 79p., (unpubl.) / Archiv Serv. Géol. Lux.
- ZIEGLER, P.A. (1982a) — Geological Atlas of Western und Central Europe. — Shell Intern. Petr. Maatsch. Publ., 130p., Amsterdam (Elsevier)
- ZIEGLER, P.A. (1982b) — Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. — Geol. Rdsch., 71, 3, 747-772, Stuttgart
- ZÖLLER, L. (1983) — Neotectonic movements at the southern and western boundary of the Hunsrück Mountains (Southwestern part of the Rhenish Massif). 89-92 in : K.FUCHS et al.(eds.) — Plateau Uplift. — Berlin, Heidelberg (Springer)

Kartenverzeichnis

(Daten-Quellen zur Erfassung des tektonischen Inventars, vergl. Tafel 1)

Grundlage :

- 1:100.000 Carte Géologique Générale du Grand-Duché de Luxembourg (2e éd.), Service Géologique, Luxembourg 1974
- 1:100.000 Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil (1. Aufl.), Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz 1983

zur Ergänzung/Aktualisierung :

- 1:25.000 Carte Géologique du Luxembourg, No. 6, Beaufort (1e éd.), Service Géologique, Luxembourg 1981
- 1:25.000 Carte Géologique du Luxembourg, No. 8, Mersch (1e éd.), Service Géologique, Luxembourg 1983
- 1:25.000 Carte Géologique du Luxembourg, No. 13, Remich (1e éd.), Service Géologique, Luxembourg 1985

zusätzliche Einzeldaten aus (vergl. Literaturverzeichnis):

ACHILLES 1979	BAUM 1989
BAUMEISTER 1979	BERNERS 1980
ERLEBACH 1989	FIELITZ 1980
GERVAIS, in Vorb.	HEITELE 1984
KÖHLE 1968	KÖWIUS 1977
MAYER 1968	MERTENS 1982
MIES 1982	MÜLLER 1982
MÜLLER 1989	SCHNEIDERS 1986
SCHULZ 1976	THEIN 1973
THIELEN 1969	WAGNER 1982

und :

- 1:200.000 Geologische Übersichtskarte, Blatt CC 7102, Saarbrücken (1. Aufl.), B.G.R., Hannover 1979
- 1:80.000 Carte géologique détaillée de la France, Metz (3e éd.), B.R.G.M., Paris 1964

Profilverzeichnis

Auflistung wichtiger, im Text angeführter Aufschluß- und Bohrprofile

Aufschlußprofile

Informationsschema:

- Profilname/geographische Position
- Profilkordinaten
- Profillänge und stratigraphische Reichweite; AS: Ausschnitt
- Aufschlußart; B: Baugrube, D: Drainage-Graben, S: Straßenhang oder Wegböschung, Sch: Schurf, St: Steinbruch, W: Wasserriß, R: Rutschung
- Datenquelle; N: eigene Neuaufnahme, Ü: Überarbeitung, L: Literaturdaten
- ggf. bisherige Bearbeiter
- ggf. Abbildungsvermerk

Profil Sandgrube Mertzig	südwestlich Mertzig, R 67 450 H 98 700, 9,5m, mm ² -mo2C2, (St), L, UNSÖLD 1970, SCHNEIDERS 1986
Profil Vichten	nördlich Vichten (Schentgen), R 67 525 H 97 285, 18m, mm-mo2C2(AS), (W), L, (DITTRICH 1984), SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Echternach	Alewerweier/südöstlich Echternach, R 99 100-300 H 95 750-950, 33,2m, mo1-mo2C2, (St), L, (GITTINGER 1969), DEMONFAUCON 1982
Profil Moersdorf	Heselberg südlich Moersdorf, R 103 400-650 H 89 000, 20m, mo1-mo2C2(AS), (St), L, HARY 1969, DEMONFAUCON 1982, HARY et al. 1984, WAGNER 1984
Profil Wallendorf	zw. Wallendorf u. Bollendorf, R 90 300 H 104 050, 25m, mo1-mo2C2(AS), (St), L, (KNAPP 1961), DEMONFAUCON 1982, (WAGNER 1984)
Profil Ehnen	Stirzeberg/südwestlich Ehnen, R 94 850 H 73 050, 44m, mo1-ku1, (z.T. Sch), L, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982
Profil Remich	nördlich Remich (Schloß Thorn), R 25 27600-900 H 54 90900 - 91250, 38,6m, mo1-ku1(AS), (S/St), L, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982, WAGNER 1984
Profil Syrbierg/Mertert	südwestlich Mertert, R 101 220-550 H 84 320-510, 56m, mo1-ku2G(AS), (S), L, GOOS 1965, GOOS et al. 1966, GITTINGER 1969, DEMONFAUCON 1982, (Abb.)
Profil Fouerbiert	nordwestlich Bettendorf, R 82 400-700 H 105 060-70, 16,1m, mo2C1-mo2C2(AS), (St/Sch), L, GITTINGER 1969, KÖHLE 1969
Profil Niederbiert	südlich Gentingen, R 84 100 H 106 400, 13,3m, mo2C1-ku1, (St), L, GITTINGER 1969, KÖHLE 1969, (Abb.)
Profil Bitburg-Nord	bei Bitburg/Süd-Eifel, genaue Lage unbekannt, 17,1m, mo2C1-ku1, L, SCHRADER 1983
Profil Nennig	nahe Nennig, R 25 27850 H 54 87240, 5m, mo2C2-ku1(AS), (St), L, GITTINGER 1969, (Abb.)
Profil Bollendorf	bei Bollendorf, R 93 600 H 101 720 u. R 94 400 H 101 360, 9,5m, mo2C2-ku1(AS), L, HURLER 1968, (Abb.)
Profil Routgriecht	westlich Vichten, R 66 450 H 96 820, 18,5m, mo2C1-ku2B(AS), (W), L, UNSÖLD 1970, SCHNEIDERS 1986
Profil Saargau	Typusprofil des Kartiergebietes Saarburg-Winchingen-Nittel, 30,5m, mo2C1-ku2B(AS), L, HEITELE 1964, (Abb.)
Profil Colmar-Usines	in Colmar-Berg, Typusprofil: R 74 700 H 96 680 (Fa. Goodyear) u. R 74 230 H 96 600 (Gaesmillen), 17,6m, mo2C1-ku2B(AS), GITTINGER 1969, DITTRICH 1982 u. 1984, HARY et al. 1984, (Abb.)
Profil Colmar-Pont	in Colmar-Berg, R 75 520-710 H 96 750 - 97 420, 19,6m mo2C1-ku2B(AS), (mehrere Flachbohrungen), L, DITTRICH 1982 u. 1984, (Abb.)
Profil Mouschbiert	südlich Diekirch, R 79 700 - 80 000 H 101 300-500, 24,5m, mo2C1-km1P1(AS), (St), L, BAUM 1989

Profil Schengen	nördlich Schengen, R 94 220-240 H 60 150-200, 9,4m, mo2C2-ku1(AS), (St/Sch), L, GOOS et al. 1966, VON HOYER 1967, GITTINGER 1969, (Abb.)
Profil Reisdorf	südöstlich Reisdorf, R 87 310 H 103 200, 13,1m, mo2C2-ku2B, (St), Ü, HURLER 1968, (Abb.)
Profil Brecht	nordöstlich Oberweis/Süd-Eifel, ca. R 25 29700 H 55 37650, 8,4m, mo2C-ku2B, (S), L, KNAPP 1961, (GITTINGER 1969, NEGENDANK 1983), (Abb.)
Profil Irnicher Berg	zw. Floisdorf u. Schwerfen/Nord-Eifel, R 25 44350 H 56 11300, 13,6m, mo2C-ku2B(AS), (B), L, MULLER et al. 1977
Profil Bettingen-Messerich	Süd-Eifel, genaue Lage unbekannt, 12,8m, mo2C-ku2B, L, SCHRADER 1983
Profil Rouschtbaach	westlich Essingen, R 75 300-500 H 93 950 - 94 050, 11,85m, mo2C2-ku2B, (W), L + Ü, (DITTRICH 1984), (Abb.)
Profil Essingen-Buurebiertg	westlich Essingen, R 75 950 H 93 950, 4,5m, mo2C2-ku2B, (St), N
Profil Hondsgriecht	südöstlich Platen/Bettborn, R 63 850 H 94 540-50, 20,4m, mo2C2-ku2G, (W), L + Ü, GITTINGER 1969, UNSÖLD 1970, WAGNER 1982, (Abb.)
Profil Essingen-Nord	bei Essingen, R 76 450 H 94 150, 12,5m, mo2C2-ku2G(AS), (St), N, (Abb.)
Profil Monsanto	zw. Osweiler u. Minden, R 96 100 H 100 700, 19,75m, mo2C2-ku2G, (D), L, ZELLER 1966, GOOS et al. 1966, (Abb.)
Profil Tull	in Echternach, R 98 600 H 97 140,14m, mo2C2-ku2G, (B), N, (Abb.)
Profil Tiefenbach	östlich Wallendorf, R 90 600 H 103 000, 12,5m, mo2C2-ku2G(AS), (S/Sch), L, GITTINGER 1969
Profil Schlaederbiertg	südöstlich Colmar-Berg, R 76 000 H 96 550, 13m, mo2C2-ku2G, (W), N/L, DITTRICH 1982, (Abb.)
Profil Deiwelsbreck	nordwestlich Ehnen, R 94 970 H 75 040, 17, 8m, mo2C2-ku2G, (Sch), L, HAUDE 1967, (GITTINGER 1969), (Abb.)
Profil Malling	nördlich Malling/Nord-Lothringen, R 90 420-500 H 54 000-070, 15,5m, mo2C2-ku2G, (W/Sch), L, GITTINGER 1969
Profil Acht/Wellen	bei Wellen/Saargau, R 25 31800 H 55 03500, 16,6m, mo2C2-ku2G, (R/St), L, GITTINGER 1969
Profil Vichten-Grosbous	zw. Vichten u. Grosbous, R 66 800 H 97 700-98 100, 17m, moC1-km1P1(AS), (W), L, SCHNEIDERS 1986
Profil Haerebiertg/Diekirch	nordöstlich Diekirch, R 79 840 H 105 150, 13,05m, mo2C2-km1P1, (B), L, MAYER 1968, (Abb.)
Profil Tommesbiertg	südöstlich Grosbous, R 66 500 H 98 500, 8m, mo2C2-km1P1, (St), L, SCHNEIDERS 1986
Profil Boevange-Bissen	zw. Boevange u. Bissen, R 70 220-340 H 94 540-900, 22m, mo2C2-km1P1(AS), (W), L, (DITTRICH 1984) SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Benschelt/Cruchten	nordwestlich Cruchten, R 77 080 H 96 770, 20m, mo2C2-km1P1(AS), (W), L + Ü, MÜLLER 1982, (DITTRICH 1984), (Abb.)
Profil Betzdorf	Typusprofil eines Kartiergebietes, 28m, mo2C2-km1P1(AS), L, WIBOWO 1967, (Abb.)
Profil Broderbour	südlich Gilsdorf/Diekirch, R 81 150-350 H 102 000-100, 14m, mo2C2-km1P1, (St), L, THIELEN 1969, GITTINGER 1969, BAUM 1989, (Abb.)
Profil Gilson	Steinbruch südlich Merzig, R 68 050-140 H 98 570-750, 12,9m, mo2C2-km1P1, (St), L, GITTINGER 1969, UNSÖLD 1970, SCHNEIDERS 1986
Profil Walch/Bettendorf	südwestlich Bettendorf, R 82 600 - 83 350 H 102 850 - 103 020, 13,5m, mo2C2-km1P1, (St), L, GITTINGER 1969, THIELEN 1969, (WAGNER 1982), BOCK et al. 1984
Profil Schankengriecht	bei Pratz, R 64 500-65 200 H 97 250-350, 25,5m, mo2C2-km2S2(AS), (W), L, WIEBEL 1968, (SCHNEIDER 1966 u. 1973), UNSÖLD 1970, WAGNER 1982, (MATHEOU 1982), HARY et al. 1984, SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Füsselecher	zw. Bettborn u. Hostert, R 60 500 H 96 250, 20,5m, mm-km1P2(AS), (W), L, WIEBEL 1968, WAGNER 1982 (MATHEOU 1982), (Abb.)

Profil Haedeberg	südwestlich Grosbous, R 65 070-110 H 97 760-730, 11,1m, mo2C2-km1P2, (S), L, SCHNEIDER 1966 u. 1973, UNSÖLD 1970, SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Gaybach	zw. Wallendorf u. Dillingen, R 90 600-620 H 102 900 u. 103 500-540, 33m, mo2C2-km2S (AS), (S/R/W), L, HURLER 1968, (Abb.)
Profil Heicheler Boesch	östlich Bettendorf, R 85 390 H 104 620, ca.15,3m, mo2C2-km3R, (Sch), L, KÖHLE 1969
Profil Klouschtergriecht	südöstlich Vichten, R 69 300 H 95 800, 49m, mo2C2-km3St1 (AS), (W), L, (DITTRICH 1984) SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Hanzengrond	nördlich Nagem, R 57 100 H 95 900, 25m, mm-km3St1 (AS), (W), L, SCHNEIDER 1966, WAGNER 1982, (Abb.)
Profil Jongeboesch	nördlich Nagem, R 57 800-58 150 H 95 450-850, 26m, mm-km3St1 (AS), (W), L, SCHNEIDER 1966 u. 1973, WAGNER 1982, (Abb.)
Profil Baugrube Bollendorf	in Bollendorf/Süd-Eifel, R 25 25100 H 55 24000, 1,7m, ku1-ku2B, (B), N, (Abb.)
Profil Rettel	bei Rettel/Nord-Lothringen, R 91 850 H 56 150, 11,9m, ku1-ku2G, (W/Sch), L, GITTINGER 1969
Profil Wettlingen	zw. Wettlingen u. Peffingen/Süd-Eifel, R 25 31600 H 55 32000, ca. 6m, ku1-km1P1, (S), L, GREBE 1892, (Abb.)
Profil Wasserbillig	bei Wasserbillig, genaue Lage unbekannt, 16m, ku2B-km1P1, L, F.KUPSCH in GOOS et al. 1966
Profil Serincherbach	bei Langsur/Wasserbillig, R 102 750 H 87 500, 16m, ku2B-km1P1, (R), L, GITTINGER 1969
Profil Pafeberg	westlich Mompach-Boursdorf, R 100 540 H 91 820, 10,1m, ku2B-km1P1, (D), Ü, IRLITZ 1966, (Abb.)
Profil Kapenaker	Weissbaach bei Kapenaker, R 93 770-800 H 78 980 -79 000, 12,8m, ku2B-km1P1, (W/Sch), L, GOOS et al. 1966, NEUMANN-REDLIN 1966, GITTINGER 1969, (Abb.)
Profil Deifebaach	nordwestlich Medernach, R 82 000 - 83 250 H 98 420-740, 23,7m, ku2B-km1P2, (W), N, (BAUM 1989), (Abb.)
Profil Attert	bei Attert/Belgien, R 52 000-350 H 90 000-750, 15,65 + 19,15m, ku2B-km1P1 + km1P2-km3St2, (S), L + Ü, SCHNEIDER 1966 (u. 1973), BOCK & WAGNER 1986, (Abb.)
Profil Ermsdorf	in Ermsdorf, R 84 010 H 99 550, 6,2m, ku2G-km1P1, (S), N/(L), (THIELEN 1969), (Abb.)
Profil Long Kaul	westlich Wellen/Saargau, R 25 30365 H 55 03540, 4,65m, ku2G-km1P1, (R), L, WALTER 1965, (WAGNER 1982), (Abb.)
Profil Essingen	N.9 bei Essingen, R 76 360 H 93 770, 11,65m, ku2G-km1P1, (S/St), L, DITTRICH 1984, (Abb.)
Profil Hieselgriecht	nordöstlich Bettborn, R 64 400-665 H 96 150-355, 10,5m, ku2G-km2S2, (W), L, SCHNEIDER 1966 u. 1973, WAGNER 1982
Profil Helbach/Essingen	östlich Essingen, R 76 360-950 H 93 520-830, 45m, ku2G-km3St1, (W), L, DITTRICH 1984, (Abb.)
Profil Gracht	bei Echternacherbrück, R 98 540 H 98 060, ca. 75m, ku2G-km3St1, (W), N, ZELLER 1966, (Abb.)
Profil Rohrbach	zw. Kruchten u. Schankweiler/Süd-Eifel, genaue Lage unbekannt, 1,1m km1P, L, SCHRADER 1983
Profil Federspiel	Kiesgrube westlich Everlange, R 62 620 H 94 330, 9,5m, km1P1, (St), L, SCHNEIDERS 1966 u. 1973
Profil Hielenter	nordwestlich Bissen, R 71 250 H 95 550, 5,3m, km1P2, (S(St), L + Ü, DITTRICH 1982
Profil Reimberg	in Reimberg, östlich Bettborn, R 64 530 H 95 791, 11,2m, km1P1-km1P2, (B), L, SCHNEIDER 1966 u. 1973, SCHNEIDERS 1986, Abb.
Profil Weldchen	nordöstlich Boevange, R 70 300 H 95 200-550, 27,8m, km1P1-km1P2, (W), L, SCHNEIDERS 1986
Profil Maisbirchen	nördlich Nagem, R 58 750-860 H 95 440-530, 6,75m, km1P1-km1P2, (W), L, SCHNEIDER 1966, WAGNER 1982, (Abb.)
Profil Kelgriecht	östlich Boevange, R 70 900 H 93 650-950, 32m, km1P1-km2S2(-km3R?), (W), L, SCHNEIDERS 1986

Profil Strengbaach	südlich Hostert, R 58 300-59 500 H 96 000-400, 10,65m, km1P1-km3St1, (W), L, WAGNER 1982
Profil Schengen-Burmerange	westlich Schengen, R 93 300-700 H 59 300-400, 60,5m(gestört), km1P-km3St3, (S), L, GOOS et al. 1966, VON HOYER 1967
Profil Leibierg	nördlich Reichlange, R 62 550 H 93 600, 6,7m, km1P1 + 6,5m km1P2, (St), L, WAGNER 1982
Profil Grundhof-Dillingen	zw. Grundhof u. Dillingen, R 91 000 H 101 420, 1,7m, km1P2-km2S2, (S), L, HURLER 1968, (Abb.)
Profil Elz	südwestlich Ospern, R 60 200 H 93 600, 5,6m, km1P2-km3St1, (St), L, SCHNEIDER 1966 u. 1973, WAGNER 1982, (SCHRADER 1983), (Abb.)
Profil Seitert	zw. Buschdorf u. Useldange, R 67 050 H 91 940, 13m, km1P2-km3St1, (W), L, (DITTRICH 1984), SCHNEIDERS 1986
Profil Buschdorf-Useldange	südöstlich Useldange, R 67 050 H 91 940, 13m, km1P2-km3St1, (W), L, (DITTRICH 1984), SCHNEIDERS 1986, (Abb.)
Profil Obere Schankengriecht	Haard zw. Pratz u. Vichten, R 65 700-66 000 H 97 300, 9,2m, km1P2-km3St2, (D), N, (Abb.)
Profil Moutfort	zw. Moutfort u. Trintange, R 87 300 H 71 600, ca. 33m, km1P2-km3R, (S), L, BARTH et al. 1984, (Abb.)
Profil Cruchten/Weissefiertchen	nördlich Cruchten, R 77 700 H 96 650, 2,3m, km1P2-km2S2, (W), N
Profil Krunn	Nähe Friedhof Echternach, R 97 600 H 97 470, 5,5(bzw. 10)m, km2S1-km2S2, (B), N, (Abb.)
Profil Tull/Echternach	südlich Echternach, R 98 300 H 96 940, 3,1m, km2S2-km3St1, (St), L, ZELLER 1966, (Abb.)
Profil Echternach	genaue Lage unklar (Region Bahnhof Echternach) 53m, km2S2-km3St2, BLANKENHORN 1885, zitiert in LUCIUS 1948
Profil Air Base Bitburg	südlich Bitburg, R 25 38620 H 55 34430, 3,5m, km2D-km3R, (B), L, HLASTA 1989, (Abb.)
Profil Lintgen	Lintgen, Halle der Protection Civile, R 76 900 H 87 950, 11,65m, km3R-km3St1, (B), N, (Abb.)
Profil Bofferdange	in Bofferdange, R 78 100 H 83 600, 5,15 + 0,15m, km3R-km3St1, (B), L, MERTENS 1982
Profil Kisel/Mersch	in Mersch, R 74 850 H 91 050, 6,75m, km3R-km3St1, (B), L, DITTRICH 1984, (Abb.)
Profil Den Haff/Steinsel	Siedlung südlich Steinsel, R 76 200-400 H 81 500-800, ca. 65m, km3R-km3St2(AS), (B + S), N, (Abb.)
Profil Irrel-Ernzen	zw. Irrel u. Ernzen (Süd-Eifel), R 25 32000 H 55 21800, 45m, km3St1-ko, (S), L + N(18m), TRAORE 1977, (Abb.)
Profil Schwimmbad Mersch	in Mersch, R 74 270 H 90 570, 14,1m, km3St2-km3St3, (B), L, SPIES 1982, (Abb.)
Profil Medernach	Rinkebiert westlich Medernach, R 83 100 H 97 400, 12,45m, km3St2-ko1, (S), L, HARY & MULLER 1967, (DITTRICH 1984), (HARRY et al. 1984), (Abb.)
Profil Hunnenkopf	nordöstlich von Wallendorf (Süd-Eifel), ca. R 25 23200 H 55 28300, 15,25m, km3St2-ko, L, HENDRIKS 1982, SCHRADER 1983, (Abb.)
Profil Eisenborn	in Eisenborn/Weiße Ernzen, R 80 940 H 84 110, 1,8m, km3St3?-ko1, (B), L, HOLLMANN 1984
Profil Lauterborn	südwestlich Echternach, R 95 960 H 95 880, 5,8m, km3St3-ko1, (B/S), L, ZELLER 1966, (Abb.)
Profil Lorentzweiler	nordöstlich Lorentzweiler, R 78 830 H 85 440, 2,45m, km3St3-ko2, (S), L, MERTENS 1982, (DITTRICH 1984)
Profil Hesslengerbaach	südlich Welfrange, genaue Lage unbekannt, 9,1m, km3St3-ko2, L, HENDRIKS 1982
Profil Grevenknapp	in Grevenknapp, R 70 000 H 92 300, 2,8m, km3St3-ko2, (B), L, HEILMANN 1979, (DITTRICH 1984), (Abb.)
Profil Bourglinster	Bahneinschnitt bei Bourglinster, genaue Lage unbekannt, 3m, km3St3-ko2(AS), L, WALZ 1971, MULLER 1974
Profil Schoenfels	in Schoenfels/Mamer, R 74 200 H 86 980, 3,25m, km3St3-ko2, (B), L, MERTENS 1982

Profil Mont Crequi	nordöstlich Uebersyren, R 88 900 - 89 300 H 78 250-700, 11m, km3St-li1(AS), (mehrere Flachbohrungen), L, MULLER 1974
Profil Remich-Scheierbiert	südwestlich Remich, R 92 550 H 66 650, 18m, km3St2?-li1, (S), L, LAUGIER 1961, MULLER 1964 u. 1974, (Abb.)
Profil Bous-Dalheim	östlich Welfrange, R 89 300 - 90 120 H 67 200-500, 33m, km3St2-li1(AS), (S), L, MULLER 1964 u. 1974
Profil Bous-Welfrange	s. Profil Bous-Dalheim, L, HARY & MULLER 1967
Profil Keispelt	östlich Keispelt, R 73 830 H 84 640, 8,1m, km3St3-li1, (W), L, MERTENS 1982, (DITTRICH 1984)
Profil Loevelange	südöstlich Loevelange, R 57 500 H 89 380, 14m, km3St3-li1, L, MULLER 1964 u. 1974
Profil Mersch-Gosseldange	zw. Mersch u. Gosseldange, R 75 201 H 88 957, 4,3m km3St3-li1(AS), (Flachbohrung), L, SPIES 1982, (DITTRICH 1984)
Profil Bloëbiert	südöstlich Senningen, R 85 500-800 H 77 950-78 300, 9m, km3St3-li1(AS), (mehrere Flachbohrungen), L, MULLER 1974, (Abb.)
Profil Bommert/Schwebach	S.E.B.E.S.-Trasse bei Schwebach, 13,6m, km3St3-li1(AS), (Sch), L, BINTZ et al. 1970, MULLER 1974
Profil Hommelsbiert	westlich Schwebsange, genaue Lage unbekannt, 10,3m, ko1, L, HENDRIKS 1982
Profil Burghof	bei Oberweis (Süd-Eifel), ca. R 25 32200 H 55 35700, 1,7m, ko, L, (ANTUN 1960), HENDRIKS 1982

Bohrprofile

Informationsschema:

- Name der Bohrung/geographische Position
- Profilkordinaten
- Zweck der Bohrung; W: Wasserbohrung, F: Forschungsbohrung, G: Gründungsbohrung, P: Prospektionsbohrung
- Jahr der Abteufung
- Endteufe
- stratigraphische Reichweite
- Datenquelle; A: eigene Aufnahme, P: Protokoll Archiv Serv. Géol. Lux.
- ggf. Bearbeiter (im strat. Bereich mo-ko)
- ggf. Abbildungsvermerk

Bohrung Rebiert	westlich Garnich, R 75 640 H 62 060, (F), 1972, 705m, lm3-Devon, (P/A:moC2-ko1), (MULLER 1974, HENDRIKS 1982), WAGNER 1982, (Abb.)
Bohrung Mersch	Nähe Bahnhof Mersch, R 76 120 H 90 860, (F), 1968, 328m, km3R-Devon, (P/A:km3R-mo2C2), CONSTANTINE 1970, DITTRICH 1984, (Abb.)
Bohrung Cessingen	westlich Cessingen, ca. R 74 400 H 72 800, (P), 1837-39, 310m, lm2-ku2, zit. in LUCIUS 1948 Tab. IV, (Abb.)
Bohrung Kindquelle	in Mondorf, R 88 320 H 62 950, (W), 1946-47(Neubohrung), 730m, li1-Devon, zit. in LUCIUS 1948 Tab. III, (Abb.)
Bohrung Adelheidquelle	in Mondorf, R 88 340 H 63 060, (W), 1913, 589,35m, li1-sm, zit. in LUCIUS 1948 Tab. II
Bohrung LUCIUS	in Mondorf, R 88 300 H 88 310,(W), 1979, 750m, li4-Devon, (P)
Bohrung Schwebsingen	Moselufer östlich Schwebsingen, R 94 110 H 64 180, (W), 1975, 135m, km1P-mo2, (P) zit. in BERNHARDT 1976
Bohrung Eschweiler	Molkerei Eschweiler, R 90 325 H 87 010, (W), 52,5m, km2S-km1P, (P)
«Stangenbohrung Echternach»	genaue Position unbekannt, (P), 1839-40, 235m, km2S-mu, zit. in LUCIUS 1948 Tab. V
Bohrung Echternach	südlich Echternach, R 97 940 H 97 070, (W), 93,7m, km2S-mo2C, (P), (Abb.)
Bohrung Ell	zw. Colpach u. Ell, R 56 600 H 91 700, (P), 1983, 76,1m, km1P2-Devon, (P + N:km1P2-mm), (Abb.)

- Bohrung Everlange** zw. Everlange u. Useldange, R 65 320 H 93 070, (F), 1986, ku2G-Devon, (P/A:ku2G-ku2B, ku2B-mo2C1), (Abb.)
- Bohrung Ermsdorf** südlich Ermsdorf, R 83 885 H 99 200, 1976, km1P1-mm2, (P)
- Bohrung Colmar** (B 47) Autobahntrasse südlich Colmar, R 75 720 H 96 750, (G), 1977, 44,85m, km1P1-mo2C2, (P + A), (DITTRICH 1982 u. 1984, SCHRA-DER 1983), (Abb.: Profil Colmar-Pont)
- Bohrung Rouscht (B 33A)** Autobahntrasse westlich Essingen, R 74 700 H 93 910, 16,35m, km3St1-km1P2, (A), (DITTRICH 1982 u. 1984), (Abb.)
- Bohrung 30** westlich Mertert, R 102 070 H 85 255, (G), 13m, km1P, zit. in GOOS 1965
- Bohrung T68** Hafen Mertert, R 101 915 H 84 645, (G), 25,2m, km1P-ku2G, zit. in GOOS 1965, (GOOS et al. 1966)
- Bohrung 12** Hafen Mertert, R 102 315 H 84 965,(G), 16,2m, km1P, zit. in GOOS 1965

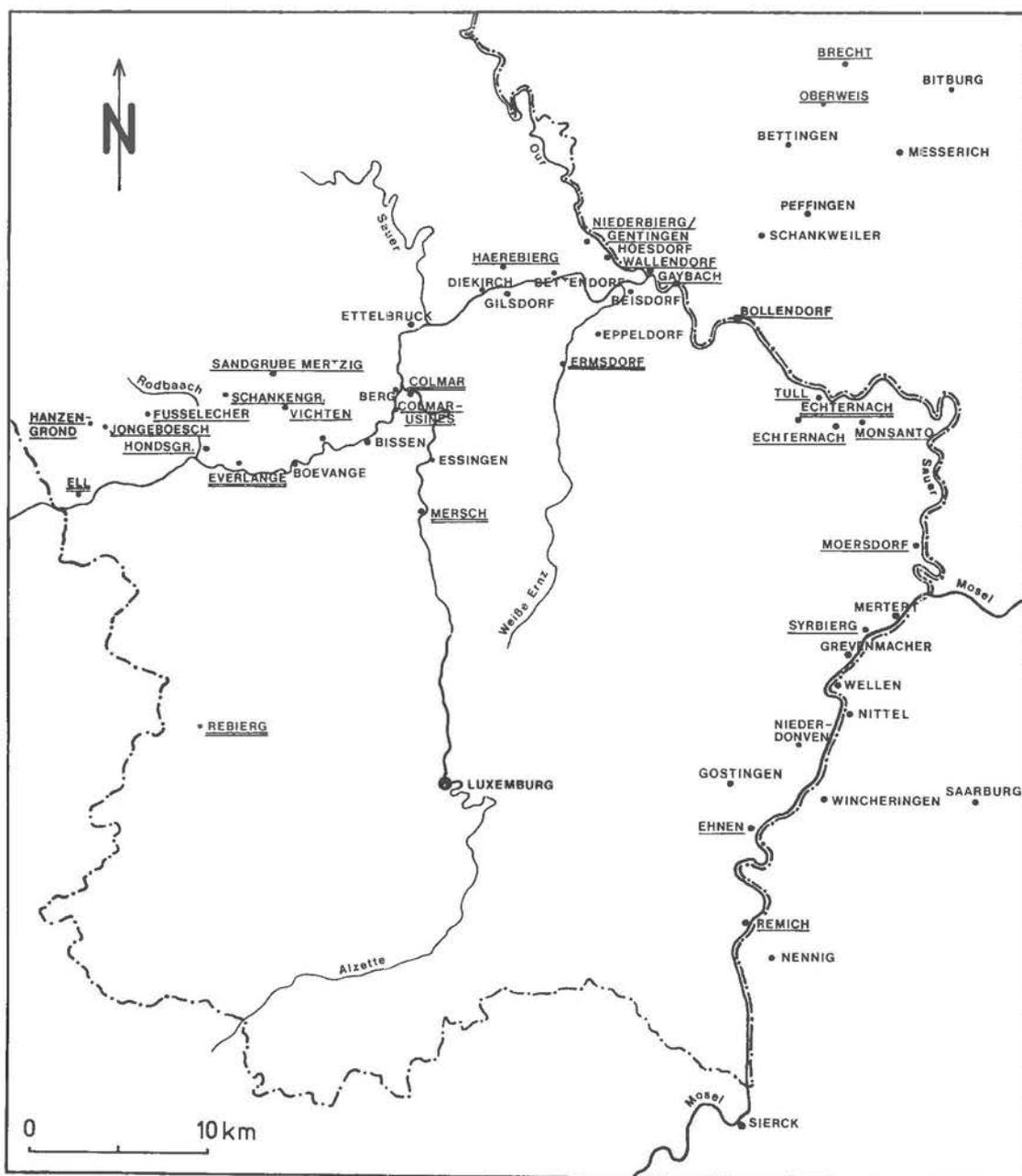


Abb. 21: Im Text (Kap. II.2.) angeführte Lokalitäten und Profile des Oberen Muschelkalks (GILSDORF: Stadt/Ortschaft; MONSANTO: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; EVERLANGE: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

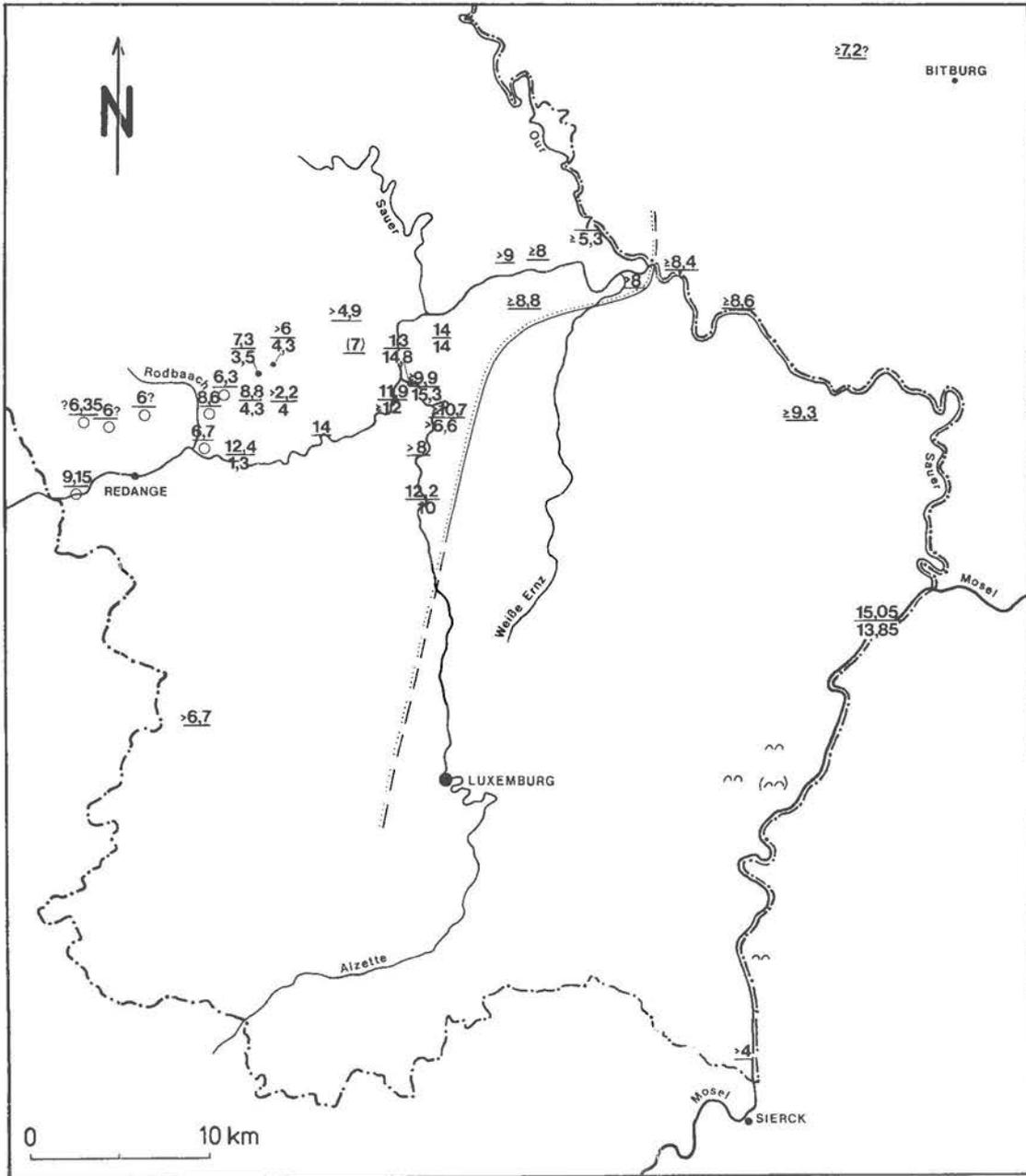


Abb. 22: Mächtigkeiten der Ceratitenschichten (mo2C).

- | | |
|---|---|
| $\left[\begin{array}{l} \frac{mo2C2}{mo2C1} ; \end{array} \right.$ | ○ : nicht ausgebildet; |
| | () : regionaler Kartierwert; |
| | / : Verbreitungsgrenze der «Gilsdorfer Sandsteinfazies» im mo2C2; |
| | ~ : «Grenzlumachelle» Muschelkalk/Keuper |



Abb. 23: Im Text (Kap. II.4.) angeführte Lokalitäten und Profile des Unteren Keupers (BISSEN: Stadt/Ortschaft; ESSINGEN: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; CESSINGEN: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

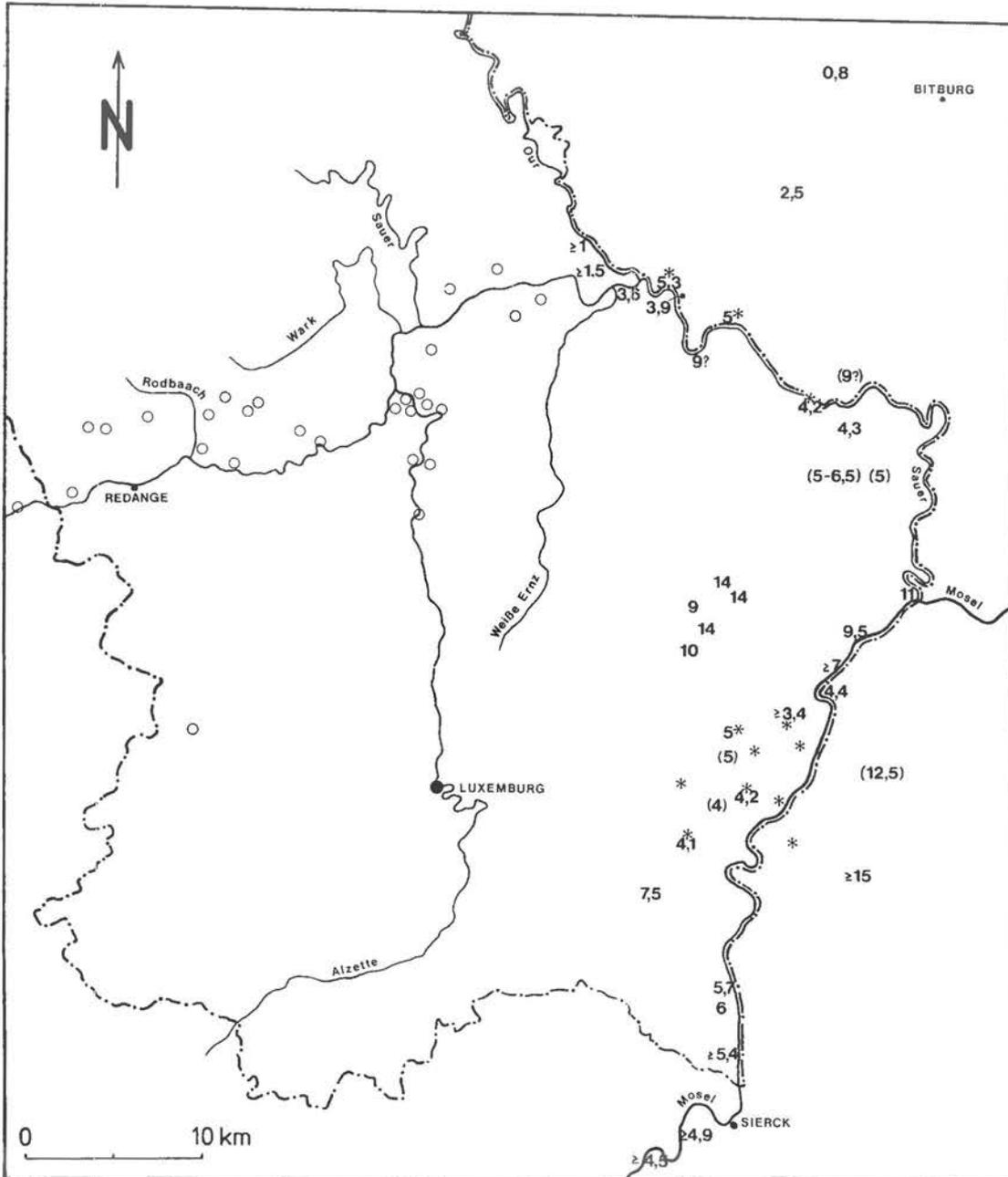


Abb. 24: Mächtigkeiten der Basisschichten (ku1).

[() : regionaler Kartierwert; ○ : nicht ausgebildet;
 * : Wurzelboden im oberen ku1]

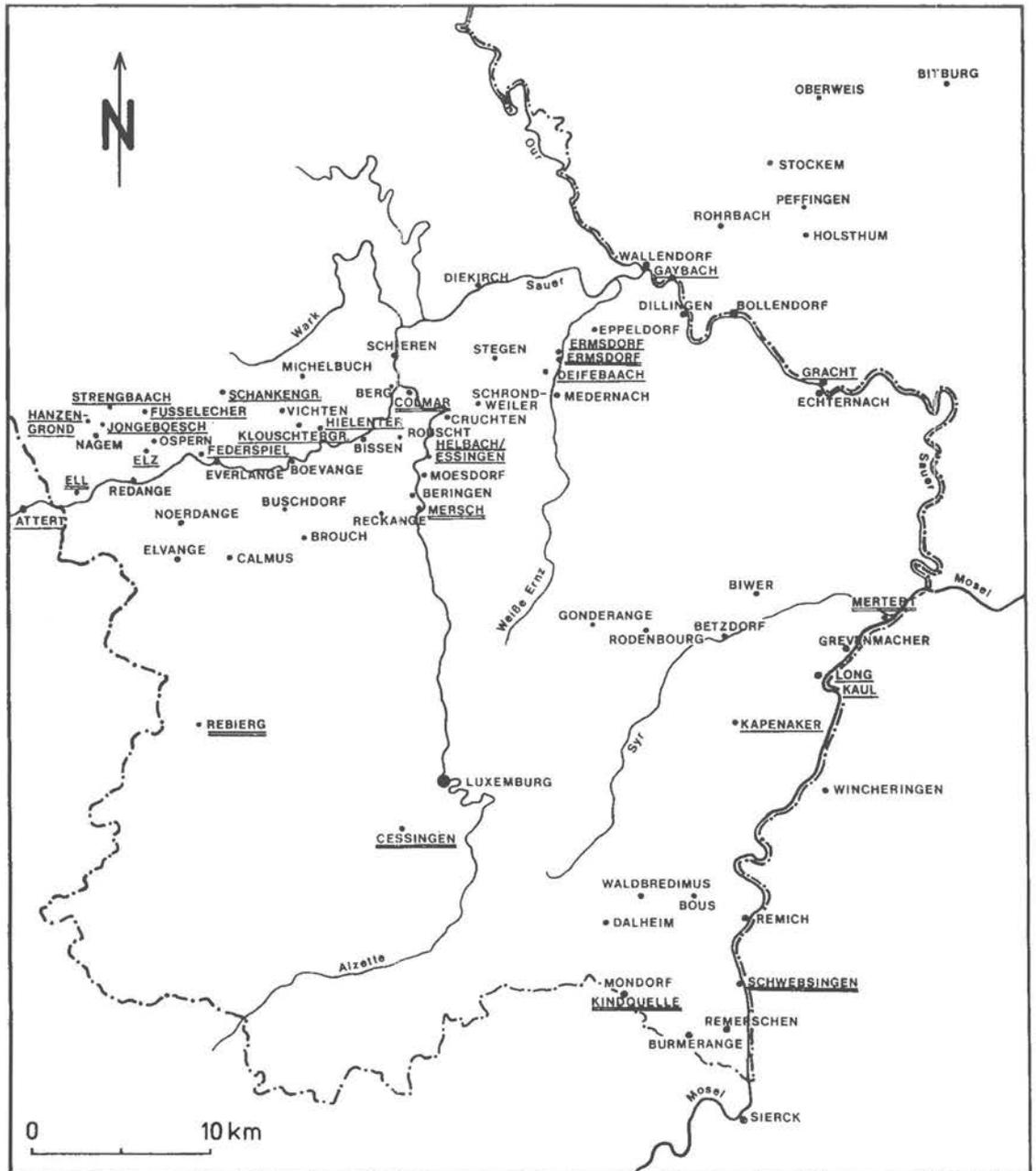


Abb. 27: Die wichtigsten der im Text (Kap. II.5.1.) angeführten Lokalitäten und Profile des Pseudomorphosenkeupers (STEGEN: Stadt/Ortschaft; LONG KAUL: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; SCHWEBSINGEN: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).



Abb. 29: Im Text (Kap. II.5.2.) angeführte Lokalitäten und Profile des Schilfsandsteins (STEINSEL: Stadt/Ortschaft; CRUCHTEN: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; ESCHWEILER: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

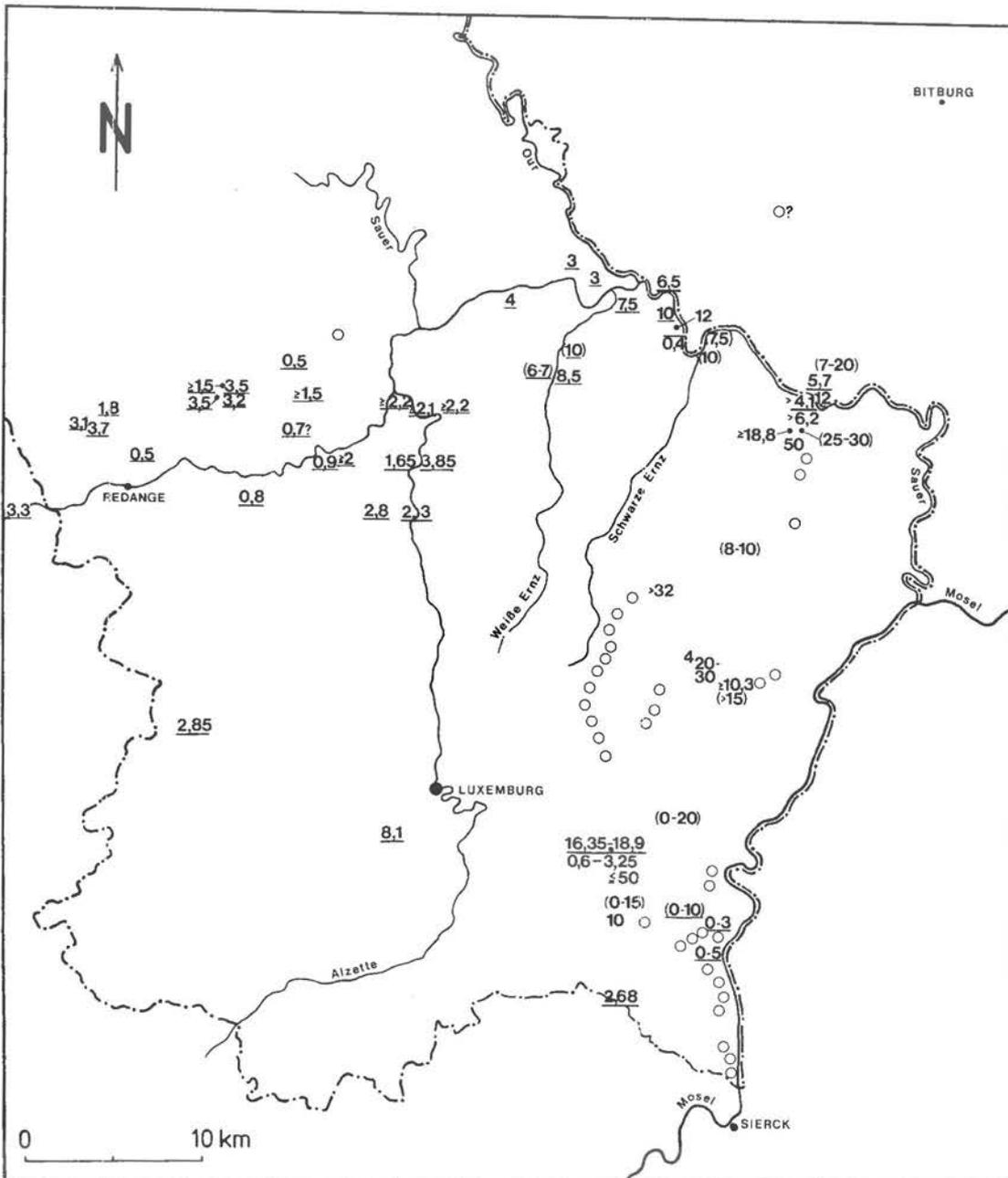


Abb. 30: Mächtigkeiten des Schilfsandsteins (km2S).

$\frac{km2S2}{km2S1}$ bzw. km2S undifferenziert; ○: km2S nicht ausgebildet; (): regionaler Kartierwert



Abb. 31: Im Text (Kap. II.5.3.) angeführte Lokalitäten und Profile der Dunklen Mergel, des Elie-de-Beaumont-Dolomits und der Roten Gipsmergel (MERSCH: Stadt/Ortschaft; DEN HAFF: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; REBIERG: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

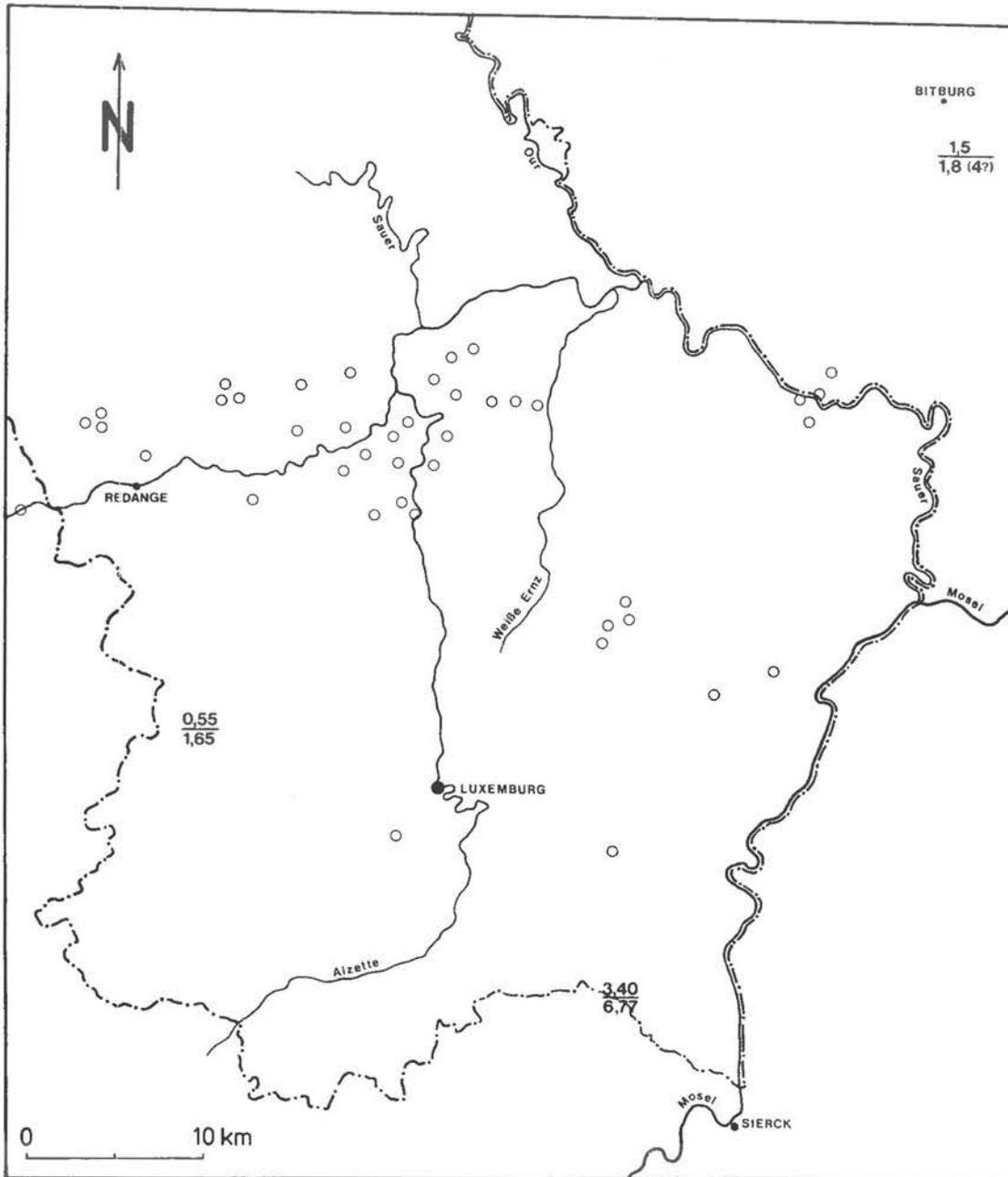


Abb. 32: Mächtigkeiten der Dunklen Mergel (km2D) u. des Elie-de-Beaumont-Dolomites (km2E).

$\left[\frac{\text{km2E}}{\text{km2D}} ; \circ : \text{km2D} + \text{km2E} \text{ nicht ausgebildet} \right]$

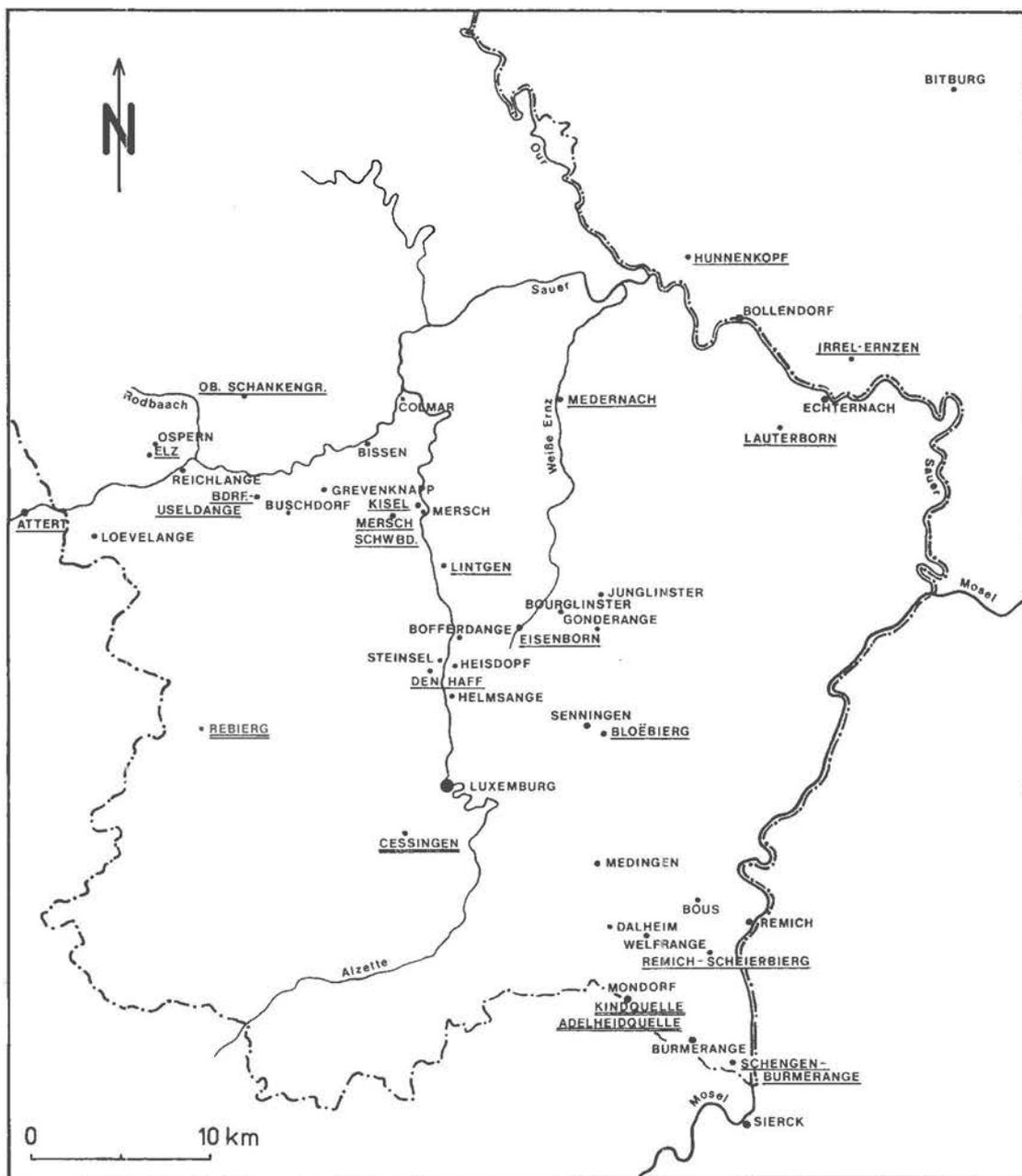


Abb. 34: Im Text (Kap. II.5.4.) angeführte Lokalitäten und Profile des Steinmergelkeupers (BOUS: Stadt/Ortschaft; ATTERT: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; CESSINGEN: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

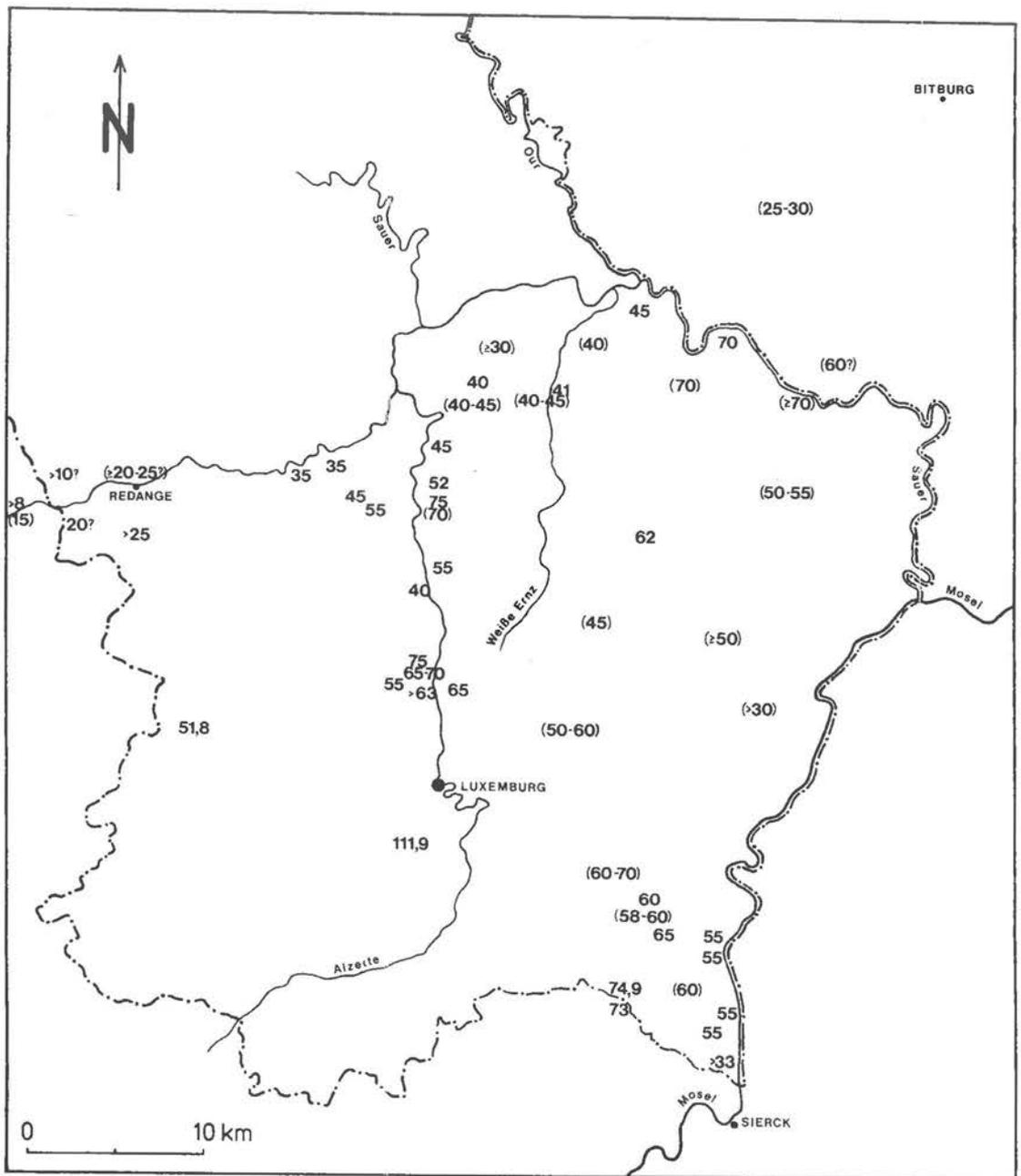


Abb. 35: Gesamt-Mächtigkeiten des Steinmergelkeupers (km³St).

[(): regionaler Kartierwert]

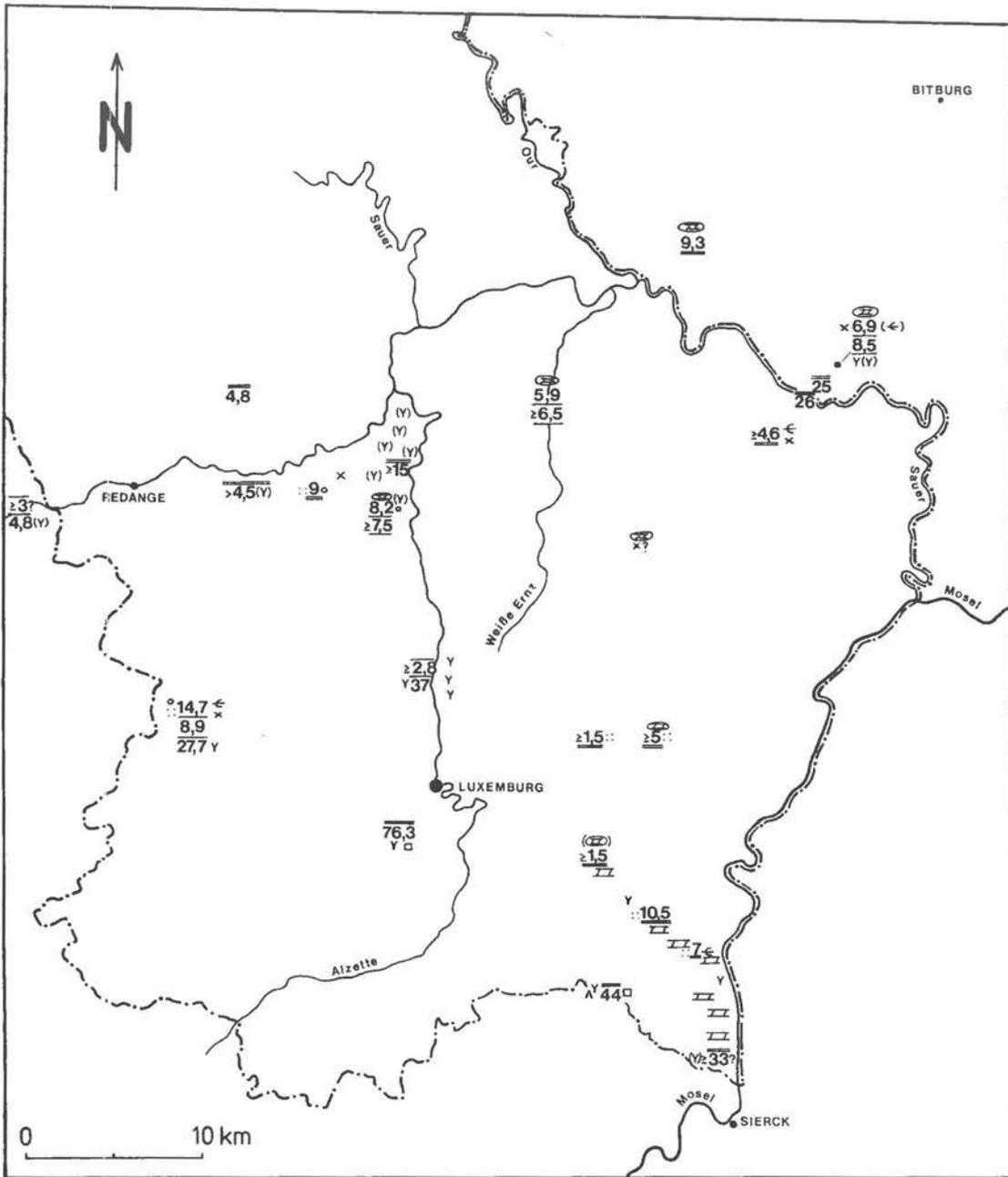


Abb. 36: Mächtigkeiten des Steinmergelkeuper.

km3St3	km3St1:	Y: Gipslager, (Y): Gips-Residuen,
km3St2	; km3St2:	Λ: Anhydrit, □: Halit;
km3St1	km3St3:	x: Glaukonit, €: dunkelgraue Tone,
		∴: Sand-Einschaltungen, °: Quarz- und Quarzit-Gerölle, (II): Dolomit Gerölle



Abb. 37: Im Text (Kap. II.7.) angeführte Lokalitäten und Profile des Oberen Keupers (BRIDEL: Stadt/Ortschaft; SCHOENFELS: Profil, vergl. Profilverzeichnis im Anhang; REBIERG: Bohrprofil, vergl. Bohrungsverzeichnis im Anhang).

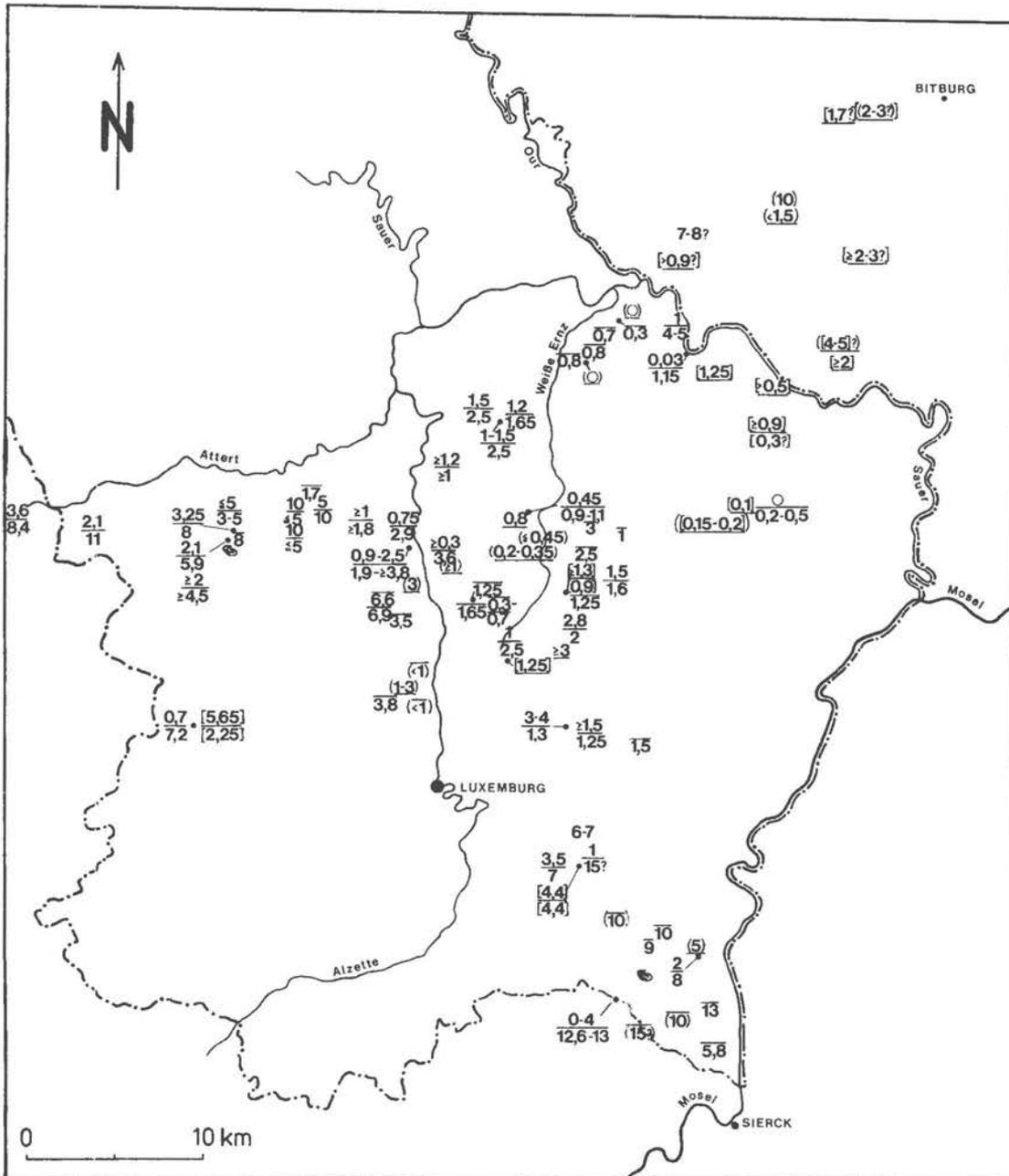


Abb. 38: Mächtigkeiten des Oberen Keupers (ko).

$\frac{ko2}{ko1}$ (Fazies-Mächtigkeiten) bzw. ko undifferenziert;
 $\frac{[ko2]}{[ko1]}$ (strat. neu-interpretierte Mächtigkeiten);
 (): regionaler Kartierwert;  : Rhaeticus contorta

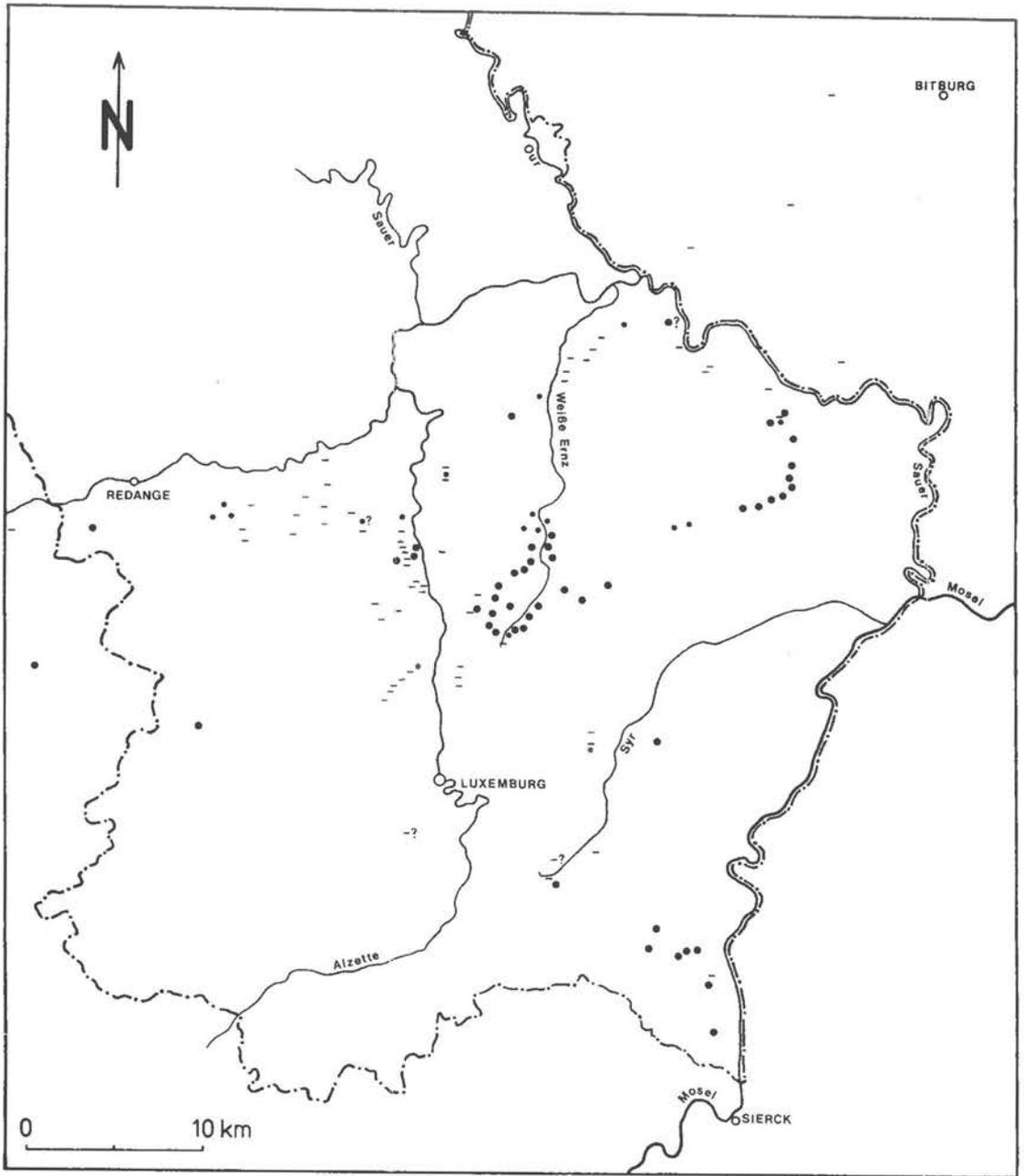


Abb. 39: Verbreitung des k_01 -Basalkonglomerates.

- : markantes Konglomerat, — : kein Konglomerat entwickelt,
 • : Konglomerat schwach entwickelt (ggf. umgelagert)

Anmerkung zu den Mächtigkeitenangaben und Profilen in Text und Anhang

Wie im Text ausgeführt wurde, sind eine Anzahl stratigraphischer Grenzen neu definiert und andere nach veränderten Fazieskriterien gezogen worden. Dies bedingte, daß die aus der Literatur bekannten Profile überarbeitet und stratigraphisch z.T. neu-interpretiert werden mußten. Dementsprechend änderten sich auch die den einzelnen Schichteinheiten zugeordneten, generell in Metern angegebenen Mächtigkeitenwerte. Im Textteil konnte auf die vorgenommenen Veränderungen nur in Einzelfällen eingegangen werden. Weitere Hinweise dazu enthalten die Profiltafeln und das Profilverzeichnis, in dem für alle berücksichtigten Obertrias-Profile eine an der hier angeführten Gliederung orientierte stratigraphische Reichweite angegeben wurde.

Darüberhinaus ergab es das Konzept der vorliegenden Untersuchung, daß in Hinblick auf eine möglichst flächendeckende Erfassung Fazies- und Mächtigkeitendaten unterschiedlicher Herkunft und Qualität verwendet und miteinander verglichen werden mußten. Die in den Abbildungen parallelisierten Profile basieren teilweise auf eigenen Geländebefunden, teilweise auf umgezeichneten Profildaten (Obertage- oder Bohrprofile) aus der Literatur, gelegentlich handelt es sich auch um die graphische Darstellung von Geländebefunden kleinräumiger Spezialkartierungen (Archiv Service Géologique de Luxembourg). Neu-Begehungen und entsprechende Überarbeitungen von Profilen der Literatur waren nur selten möglich, zum überwiegenden Teil waren diese nicht mehr zugänglich. Es resultierten z.T. recht auffällige Unterschiede in der zeichnerischen «Informationsdichte» der einzelnen Profile.

Da das Untersuchungsgebiet eine recht große Ausdehnung besitzt und aufgrund der paläogeographischen Randbeckensituation (stark variierende lokale Subsidenzraten, mehrere verschiedene Liefergebiete) eine Vielzahl von Faziesbereichen umfaßt, mußte bei der graphischen Präsentation von Profilen zwangsläufig eine Auswahl getroffen werden. Die abgebildeten Profile zeigen i. a. die Normalausbildung in einer Region. Gelegentlich wurden auch — sofern die Datenbasis eine derartig detaillierte Rekonstruktion zuließ — die Extremfälle einer lateral stark diversifizierten Faziesentwicklung dargestellt. Übergänge sind im Gelände kartiert worden und oft durch zahlreiche andere (nicht abgebildete) faziell vermittelnde Profile belegt.

	Mächt. "mo2S"	Teufe mo/ku	Mächt. ku1	Teufe kul/ ku2B	Mächt. ku2B	Teufe ku2B/ ku2G	Mächt. ku2G	Teufe ku2B/ kmiP1	Mächt. kmiP1	Teufe kmiP1/ kmiP2	Mächt. kmiP2	Teufe kmiP2/ km2S1	Mächt. km2S1	Teufe km2S1/ km2S2	Mächt. km2S2	Teufe km2S2/ km2D
Cessingen	-	-	-	-	-	-	≥4	530,00	kmiP : 184,91			-	-	-	8,09	-
Mondorf/Kindquelle	-	276,00	ku ges.:			15,87		260,13	kmiP : 101,28			-	-	-	2,68	156,17
Mondorf/Adelheidquelle	-	-	-	-	-	gestört		-	-	-	-	-	-	-	-	gestört
RebiERG	4,3	567,40	-	-	9,85	557,55	6,9	550,65	104,55	446,10	8,55	-	-	-	2,85	434,7
Mersch	5,7	89,37	-	-	3,95	85,35	4,1	81,28	57,83	23,45	7,25	-	-	-	2,30	-
"Stangenbohrung Echternach"	-	83,15	ku1 + ku2B : 12,1			71,03	2,03	69,00	kmiP : 34,87		34,13	km2S : ≥11,08			-	

Mächt. km2D	Teufe km2D/ km2E	Mächt. km2E	Teufe km2E/ km3R	Mächt. km3R	Teufe km3R/ km3St1	Mächt. km3St1	Teufe km3St1/ km3St2	Mächt. km3St2	Teufe km3St2/ km3St3	Mächt. km3St3	Teufe km3St3 /ko1	Mächt. ko1	Teufe ko1/ ko2	Mächt. ko2
-	-	-	-	54,08	282,92	76,3	206,62	km3St2+3 : 35,62		171,00	-	-	-	-
6,77	149,40	3,40	146,00	17,01	128,99		km3St : 74,88		54,11	12,61	-	-	-	-
-	-	-	-	-	164,00	44,0	120,00	km3St2+3 : 29,00		91,00	13	78,00	4,00	-
1,65	433,05	0,55	432,50	29,90	402,60	27,7	374,90	8,90	366,00	14,70	351,30	2,25	349,05	5,65
-	-	-	-	≥3,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 6: Neue stratigraphische Ansprache luxemburgischer Tiefbohrungen

Legende

Trochiten
Crusen
Ooide
Stylolithen
Glaukonit
unebene Schichtflächen
Pflanzenreste

Kalzitknauern
Kalzit-Leisten
brekziöses Gefüge

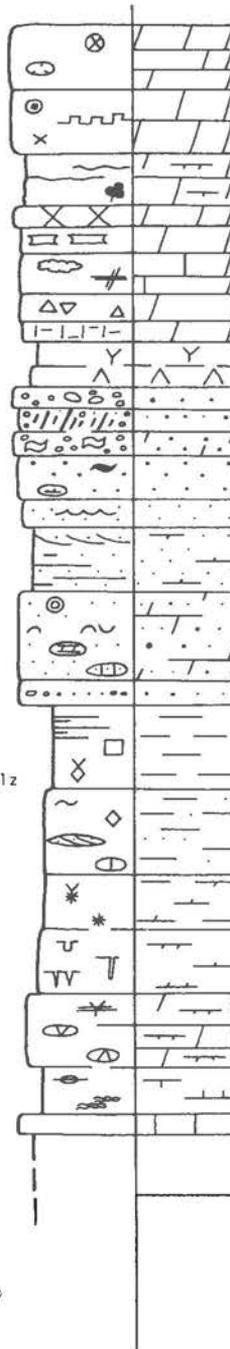
Kieselkrusten
Dolomitkrusten
Ton- bzw. Mergel-Schmitzen
Ton- bzw. Mergel-Gerölle
Rippelmarken
Schrägschichtung
Glimmer-Schüppchen
Parallelschichtung
Pisoid
Schill
Dolomit-Gerölle
Karbonat-Konkretionen (dm-groß)

laminierte Schichtung
Steinsalz
Gips bzw. Anhydrit pseudomorph
nach Steinsalz

Flaserschichtung
Steinsalz-Pseudomorphosen
Sandlinsenschichtung
Toneisensteingeaden
Gips- bzw. Anhydrit-Knötchen
"Zellen" (mm-große Drusen)
bioturbates Gefüge
Grabgänge u. Spreitenbauten
Schrumpfrisse
Fasergips
Gips-Konkretionen
Anhydrit-Konkretionen
Kieselkonkretionen
stromatolithische Bildungen

z.T. Kernverlust bzw.
unvollständig erschlossen

- ↑ Wurzelböden
- ☪ Pflanzenreste
- ⊙ Pollen u. Sporen
- ☪ Knochenreste
- ☪ Zähnen
- ☪ Fischschuppen
- ⊙ Ceratiten
- ⊙ Muscheln
- ☪ Brachiopoden
- ☪ Schnecken
- * Echinodermenreste
- ⊙ Ostrakoden
- ⊙ Estherien



Dolomit
sandiger Dolomit
mergeliger Dolomit
spätiger Dolomit
brekziierter Dolomit
kalkiger Dolomit
dolomitischer Kalk
Zellendolomit
Gips
Anhydrit
Konglomerat
sandiges Konglomerat
dolomitisches Konglomerat
Grobsandstein
Feinsandstein/Siltstein
mergeliger Feinsandstein
bzw. Siltstein
dolomitischer (Mittel-) Sandstein
Geröll-Lagen
Ton
sandiger Ton
(dolomitischer) Tonmergel
(dolomitischer) Mergel
Dolomitmergel
(kalkiger) Mergel
Kalk

Profil-Absatz
Rotfärbung
Cu sek. Kupfer-Mineralisation

Di '89

Danksagung

Die vorliegende Untersuchung wurde vom Service Géologique du Luxembourg finanziell gefördert und durch den gewährten Einblick in den hauseigenen Datenfundus überhaupt erst ermöglicht. Den dortigen Mitarbeitern und insbesondere Herrn Ing.-Geol. J. BINTZ möchte ich daher recht herzlich danken.

Die wissenschaftliche Betreuung oblag Herrn Prof. Dr. A. SIEHL, Bonn. Ihm danke ich für eine ebenso freundschaftliche wie fundierte Hilfestellung.

Bei Herrn H. BECKER von den Saarbergwerken möchte ich mich für die Einsichtnahme in firmeneigene Diplom-Kartierungen der Trias im Saargau bedanken. Ferner danke ich meinem Kommilitonen Herrn Dr. Frank SCHRADER für interessante Diskussionen zu tektonischen Fragestellungen. Mein Bruder, Herr Dipl.-Inform. Stefan DITTRICH, gewährte mir dankenswerterweise Anteil an seinem «Computer-Gerätepark» und allerlei Hilfestellungen in Fragen der Textverarbeitung.

Auch meine großzügige luxemburgische Zimmerwirtin Mme. Braquet, Mersch, möchte ich in meinen Dank einbeziehen.

Den Herren Dipl.-Phys. Robert WARNKE und Dr. Georg MENZEN schließlich danke ich für ihr langjähriges Interesse am Hergang meiner Arbeit und für vielfältige moralische Unterstützung.

Tafel 8:

Primäres Aufwachsen knolliger Sulfatkörper im Verlauf fraktionierter Salzfällung in den Meeres-Salinen von Formentera/Spanien
(Maßstab: vergl. Bleistift im Vordergrund)



Tafel 7: Subsidenzmusterkarten der oberen Trias (mo2C1-ko1)

Tafel 7/1: Legende und geographische Schablone zu den Tafeln 7/2 und 7/3

Legende :



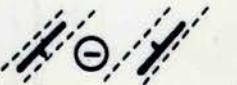
synsedimentäre Flexurzone



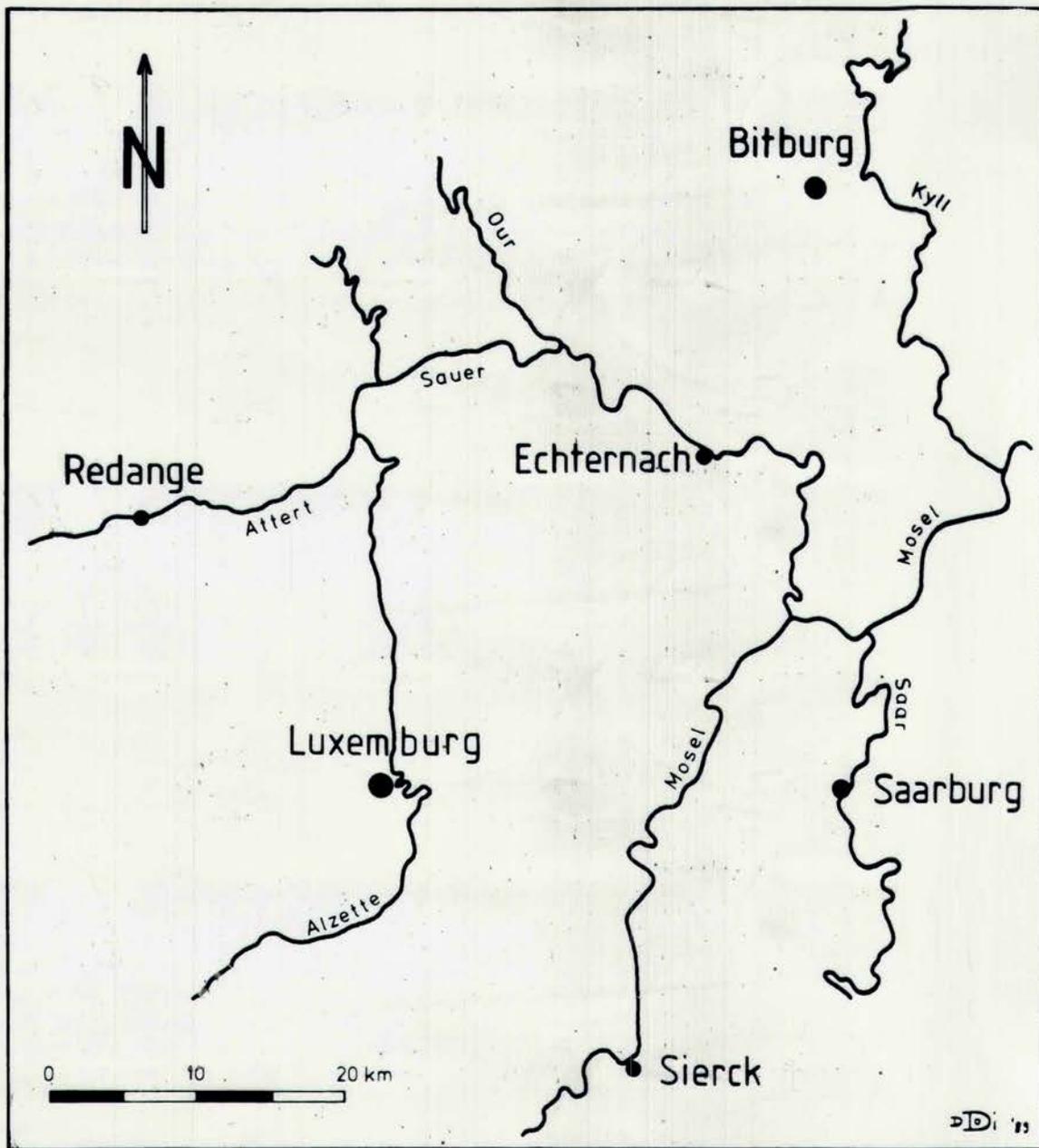
synsedimentäre Flexurzone vermutet
(bei Kleinstrukturen nur )



rel. gering
abgesenktes
Beckenareal



rel. stark
abgesenktes
Beckenareal



Tafel 1: Störungs- und Flexurlinien des Untersuchungsgebietes (vergl. Karten-Verzeichnis im Anhang)

- a) in der Gesamtheit
- b) des variszischen Richtungssystems
- c) des diagonalen Richtungssystems
- d) des rheinischen Richtungssystems

[Anmerkung: Alle in a) verzeichneten N/NE/E-S/SW/W-streichenden Störungen sind in b), c) oder d) enthalten]

/ : Störung (Abschiebung)

// : Abschiebungssinn

- - - : Flexurlinie (bzw. ungesicherter Störungsverlauf)

● : Devon-Aufbruch der Deimlinger Mühle

L: Luxemburg

T: Trier

B: Bitburg

Sa: Saarburg

M: Mersch

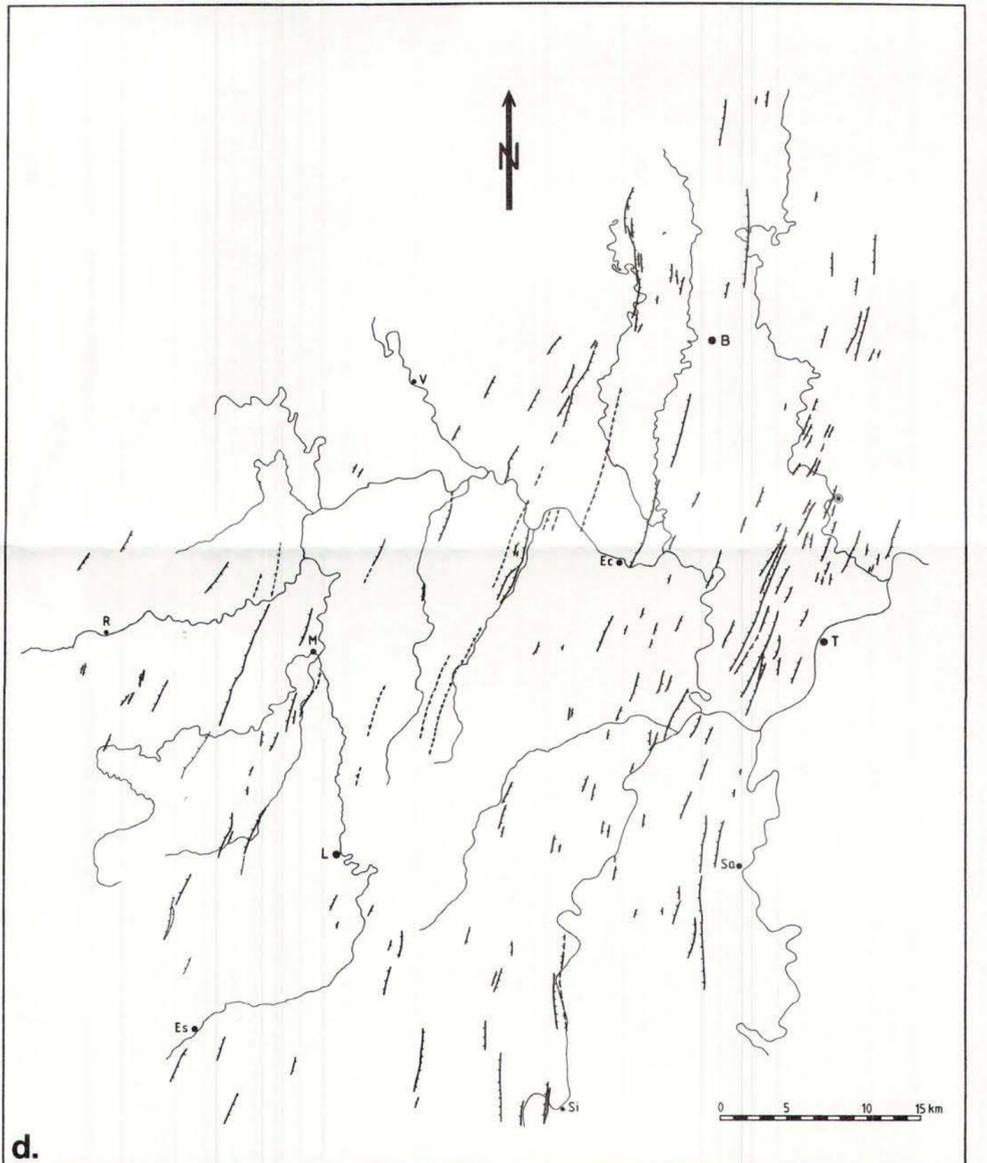
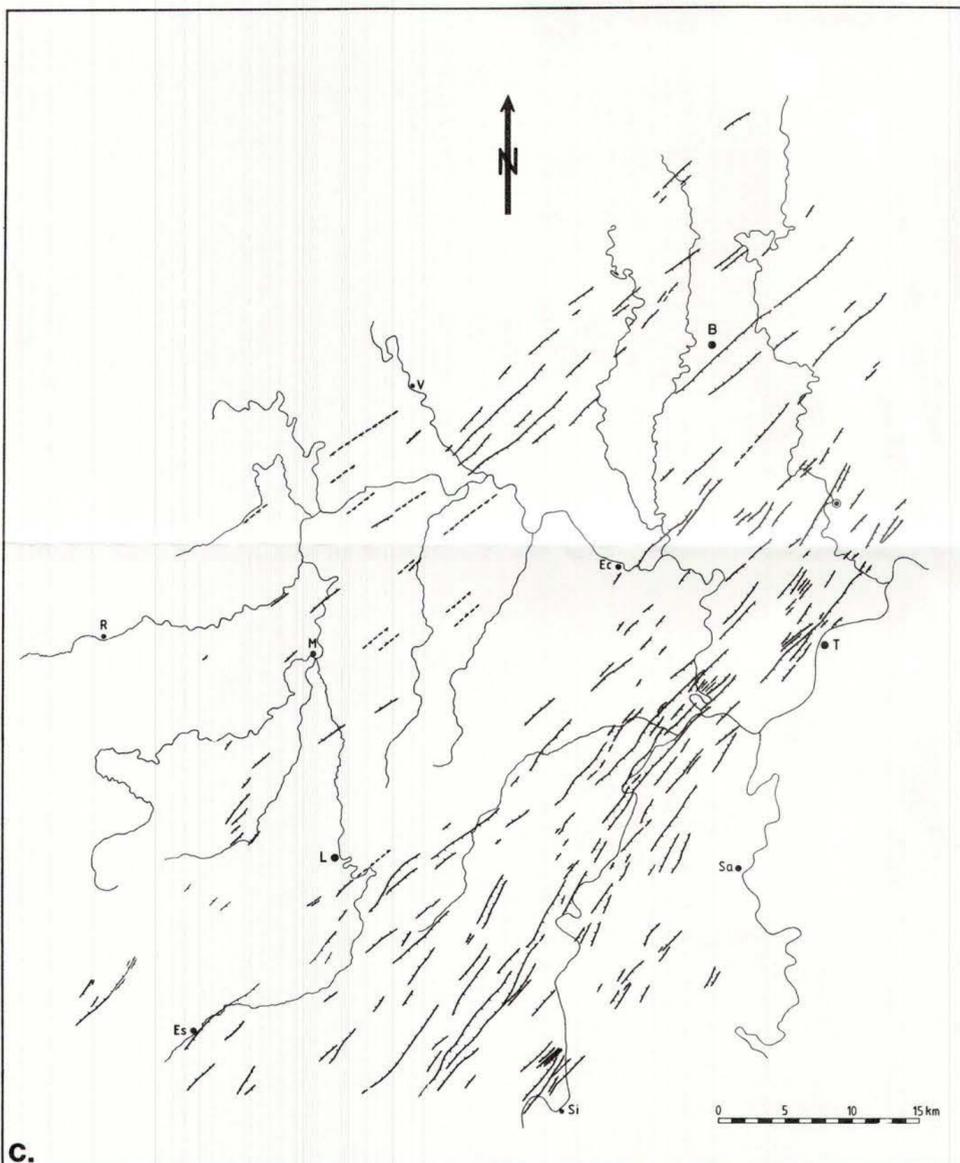
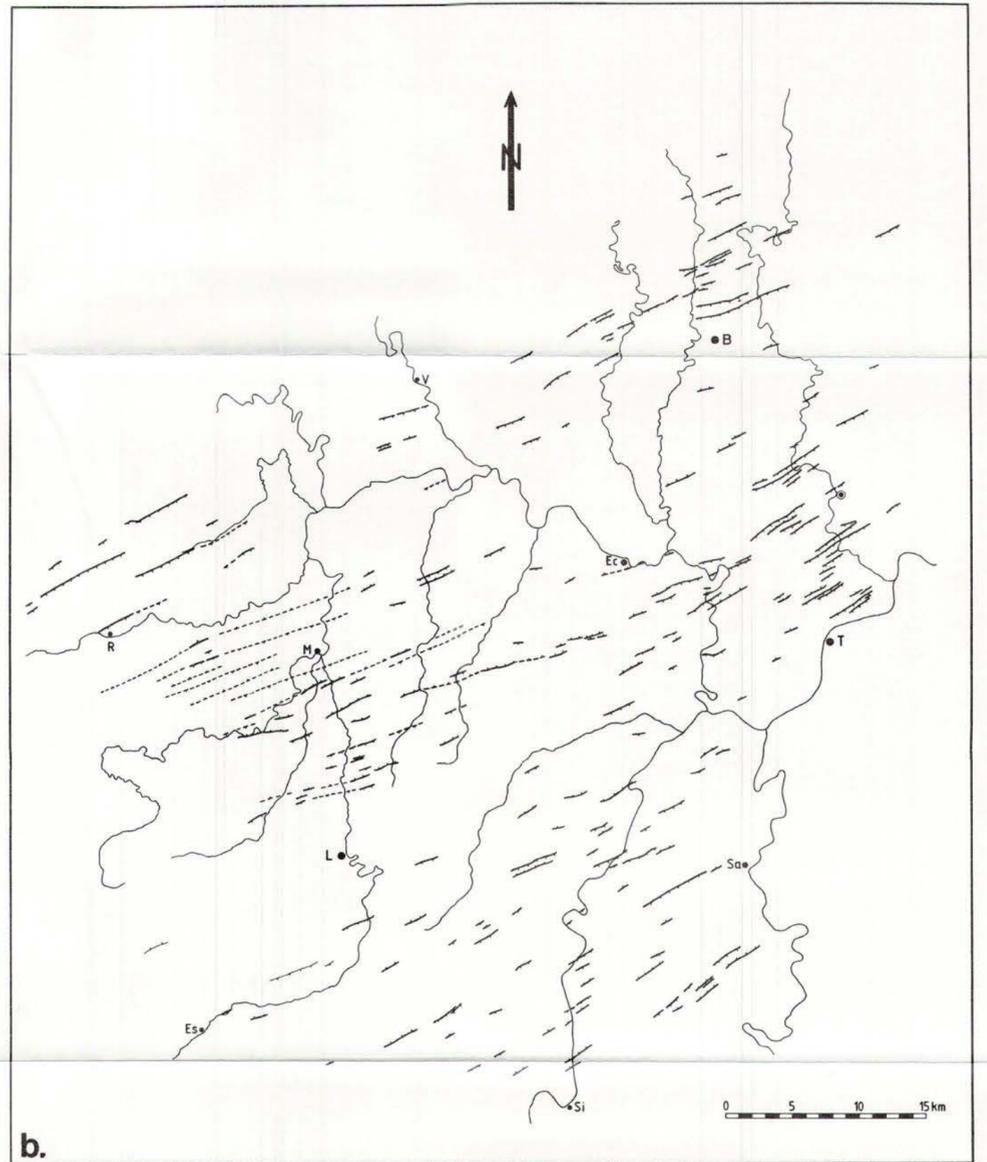
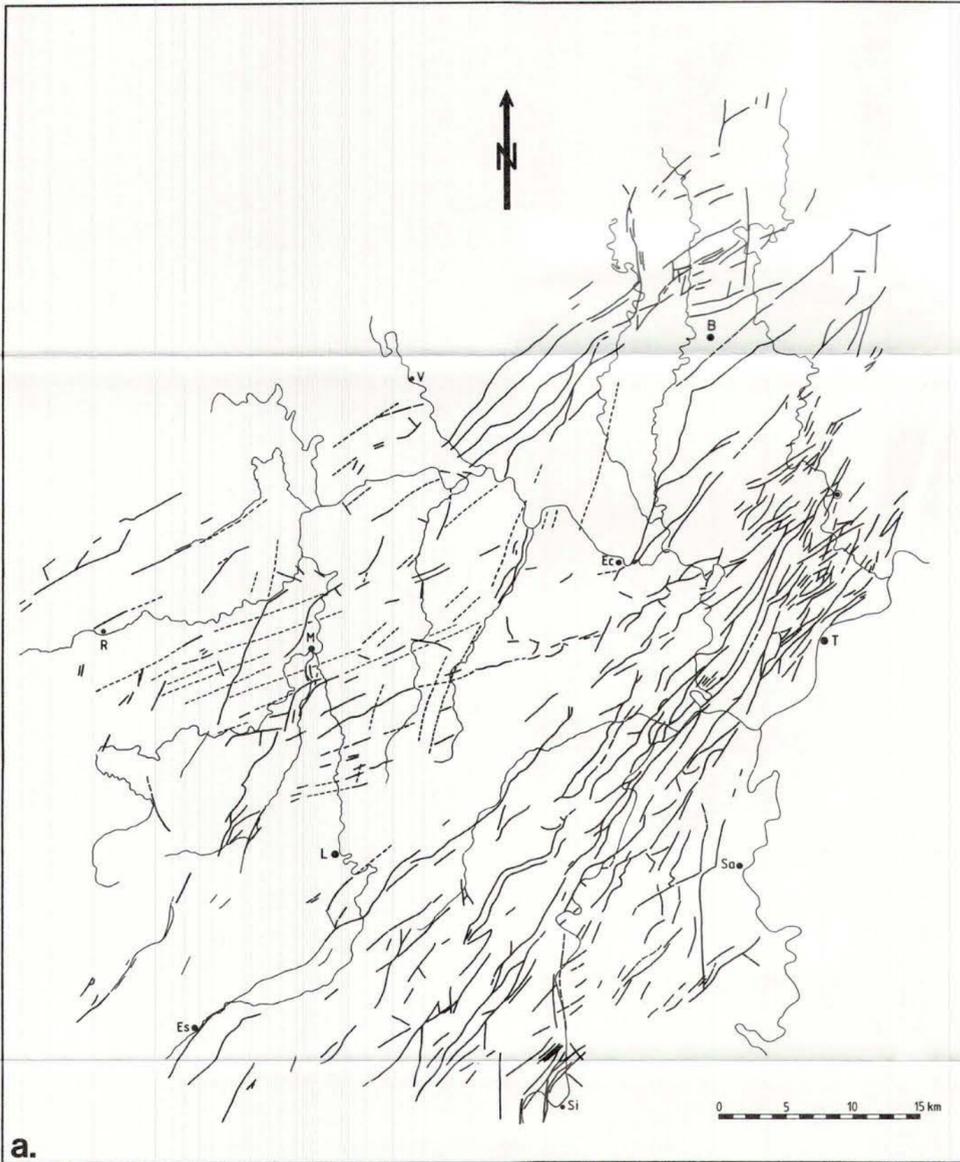
Ec: Echternach

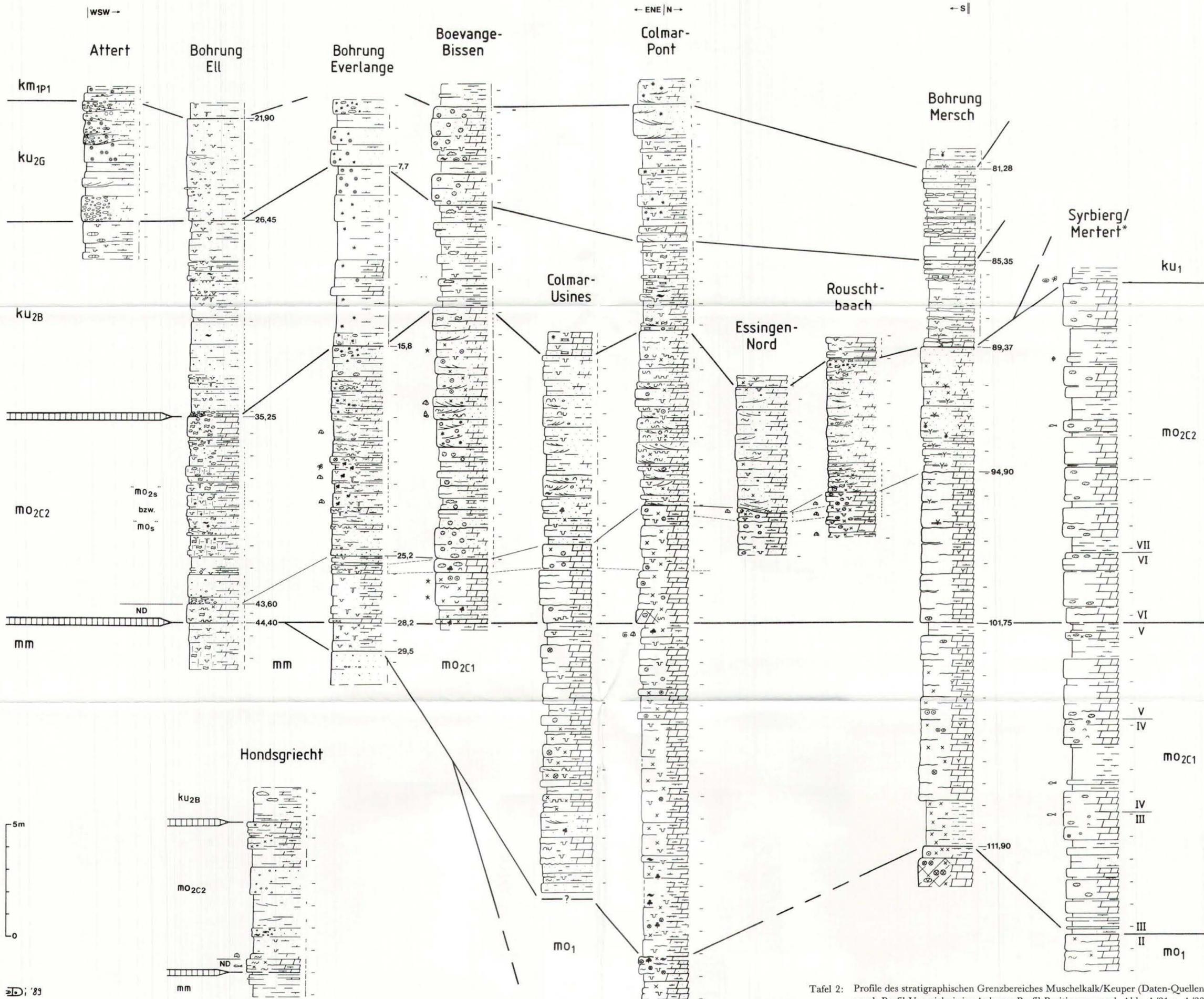
V: Vianden

Si: Sierck

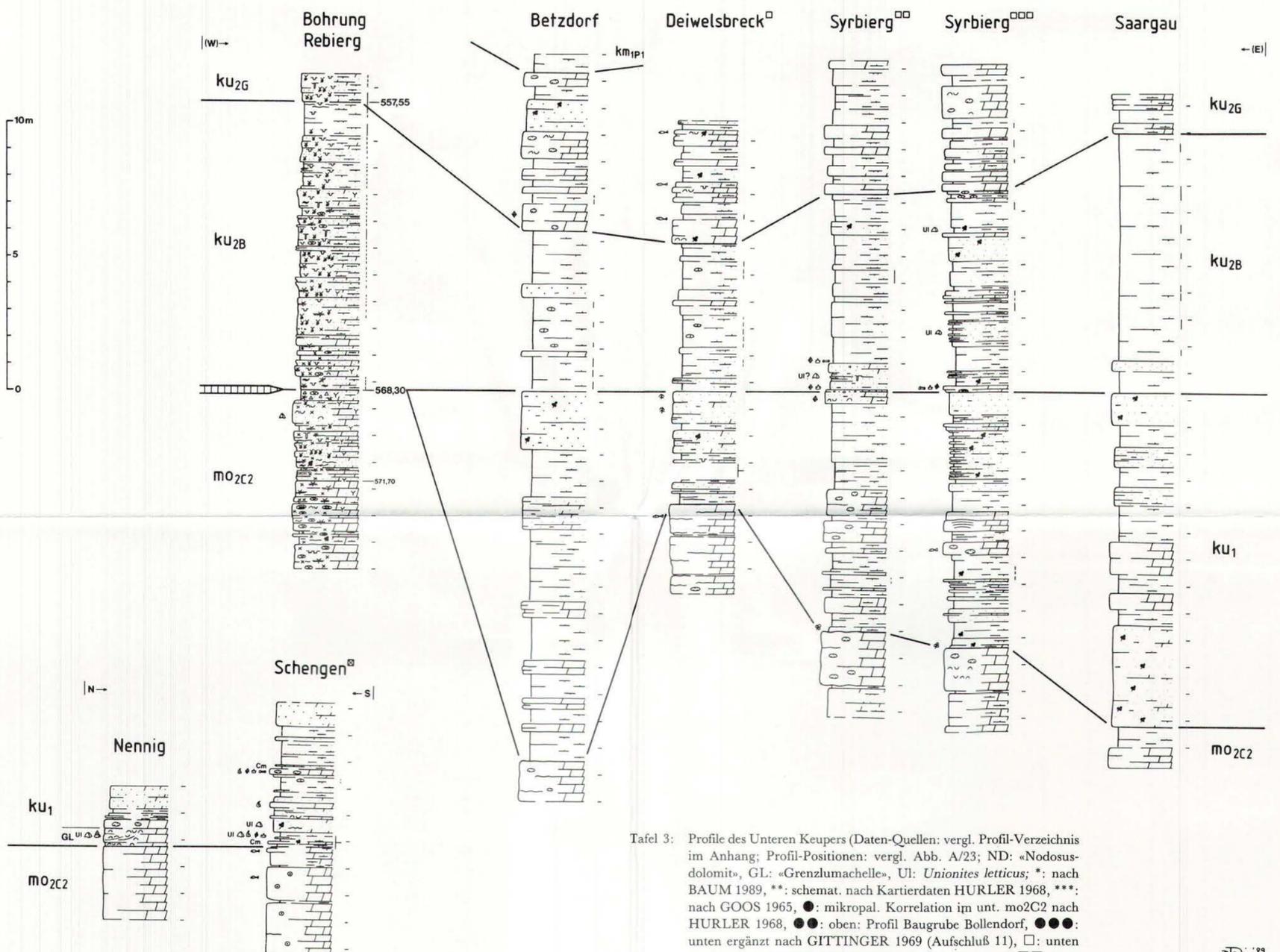
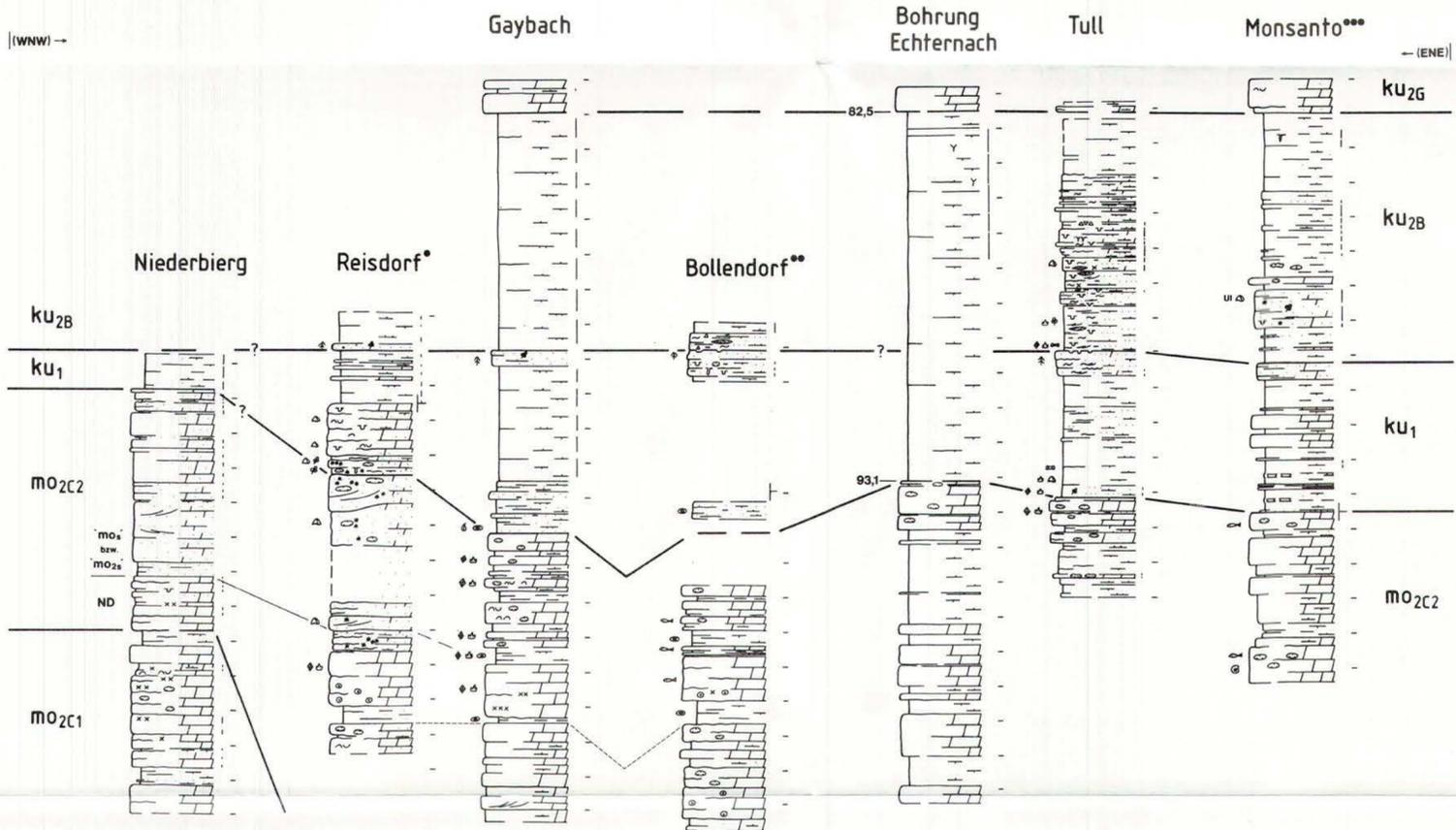
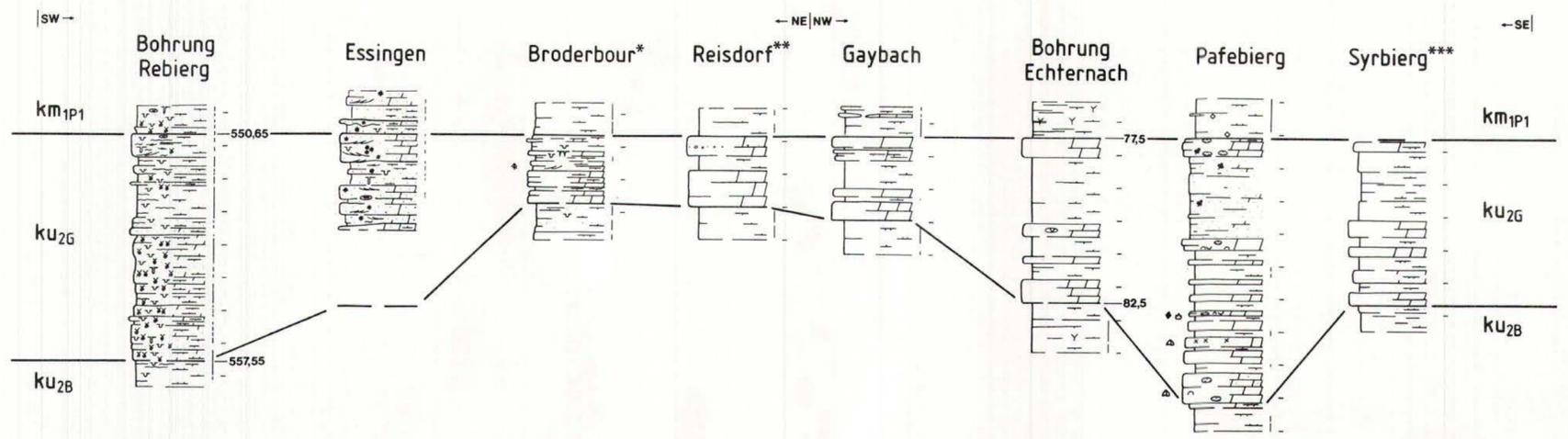
R: Redange

Es: Esch/Alzette

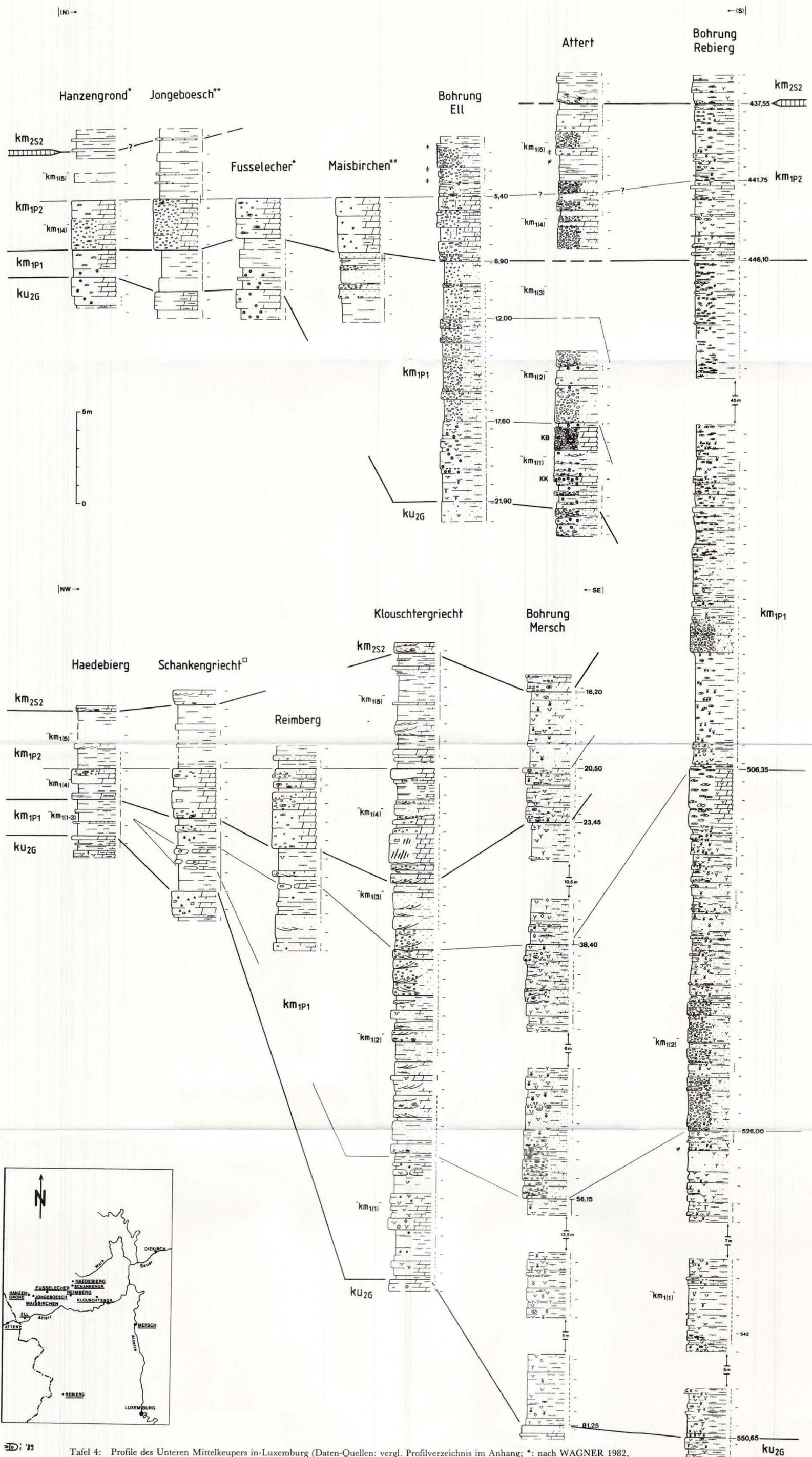




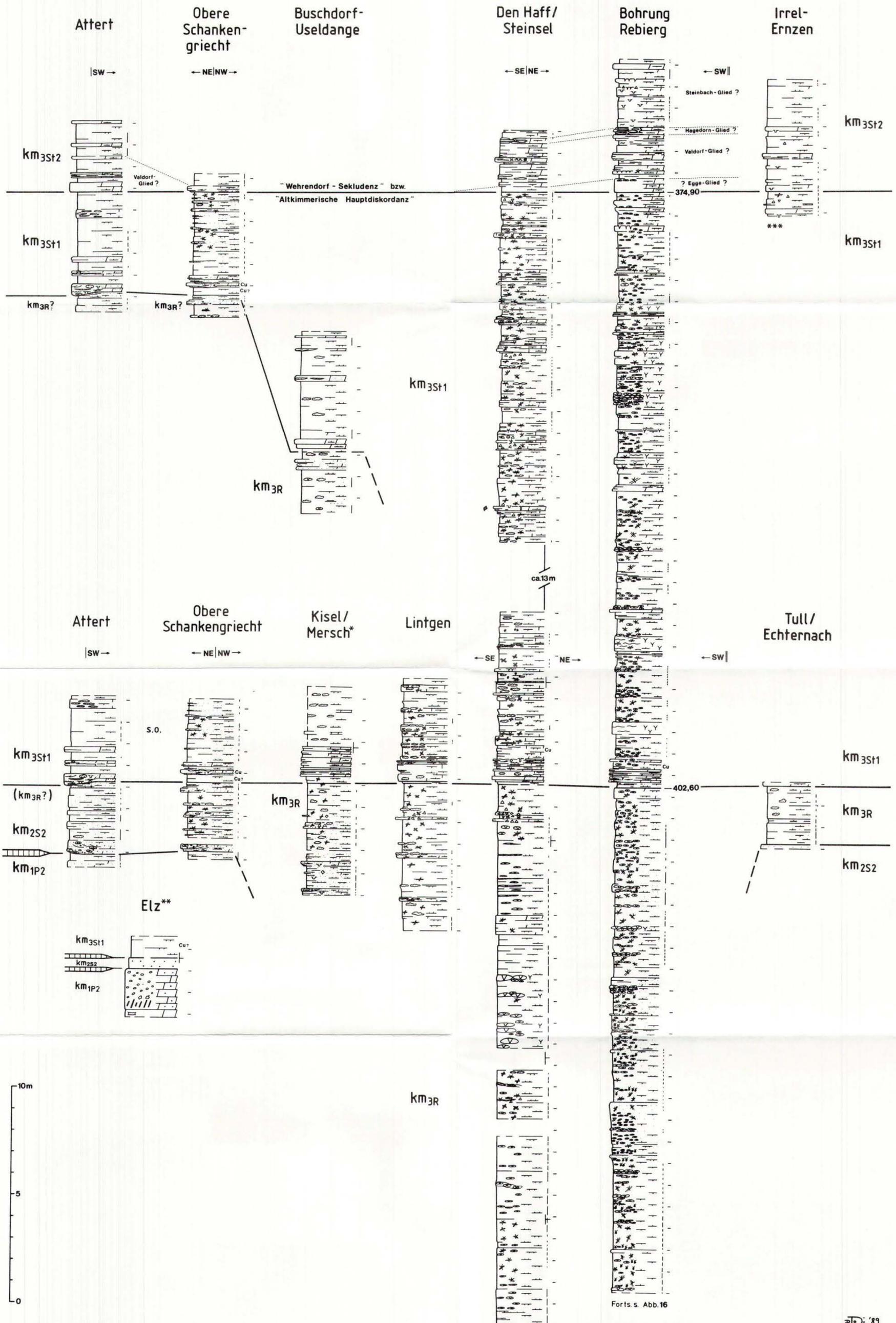
Tafel 2: Profile des stratigraphischen Grenzbereiches Muschelkalk/Keuper (Daten-Quellen: vergl. Profil-Verzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/21 u. A/23; ND: «Nodosusdolomit», *: Ziffern II-VII: Conodontenzonen nach KOZUR 1968).



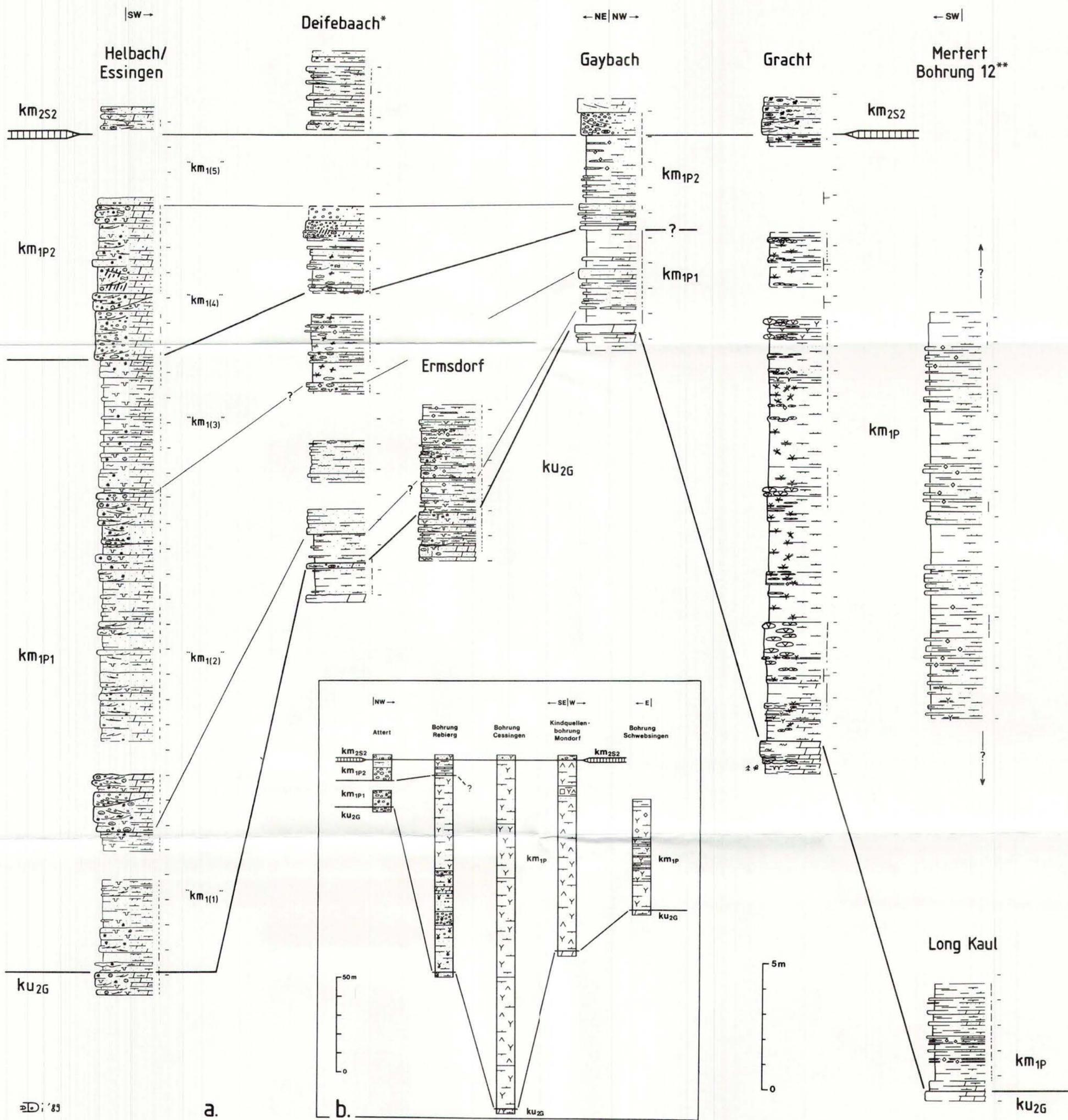
Tafel 3: Profile des Unteren Keupers (Daten-Quellen: vergl. Profil-Verzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/23; ND: «Nodosusdolomit», GL: «Grenzlamachelle», Ul: *Unionites letticus*; *: nach BAUM 1989, **: schemat. nach Kartierdaten HURLER 1968, ***: nach GOOS 1965, ●: mikropal. Korrelation im unt. mo2C2 nach HURLER 1968, ●●: oben: Profil Baugrube Bollendorf, ●●●: unten ergänzt nach GITTINGER 1969 (Aufschluß 11), □: unten ergänzt nach GITTINGER 1969 (Profil Greiweldingen), □□: nach GOOS 1965, □□□: nach GITTINGER 1969, ⊠: oben nach VON HOYER 1967 u. unten nach GITTINGER 1969).



Tafel 4: Profile des Unteren Mittelkeupers in-Luxemburg (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; *: nach WAGNER 1982, **: oben nach SCHNEIDERS 1986 (unten *), ***: unten nach SCHNEIDER 1966 (oben*), □: nach SCHNEIDERS 1986; KK, KB: «Karbonatkruste» bzw. «Karbonatbrekzie» bei BOCK & WAGNER 1986).



Tafel 6: Profile des höheren Mittelkeupers (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/31 u. A/34; *: oben ergänzt nach Kartierdaten DITTRICH 1984, **: oben ergänzt nach WAGNER 1982 (Profil Schrässig), ***: nach TRAORÉ 1977 noch mind. 27m gipsführ. km3St1).



Tafel 5: Profile des Unteren Mittelkeupers (Daten-Quellen: vergl. Profilverzeichnis im Anhang; Profil-Positionen: vergl. Abb. A/27)

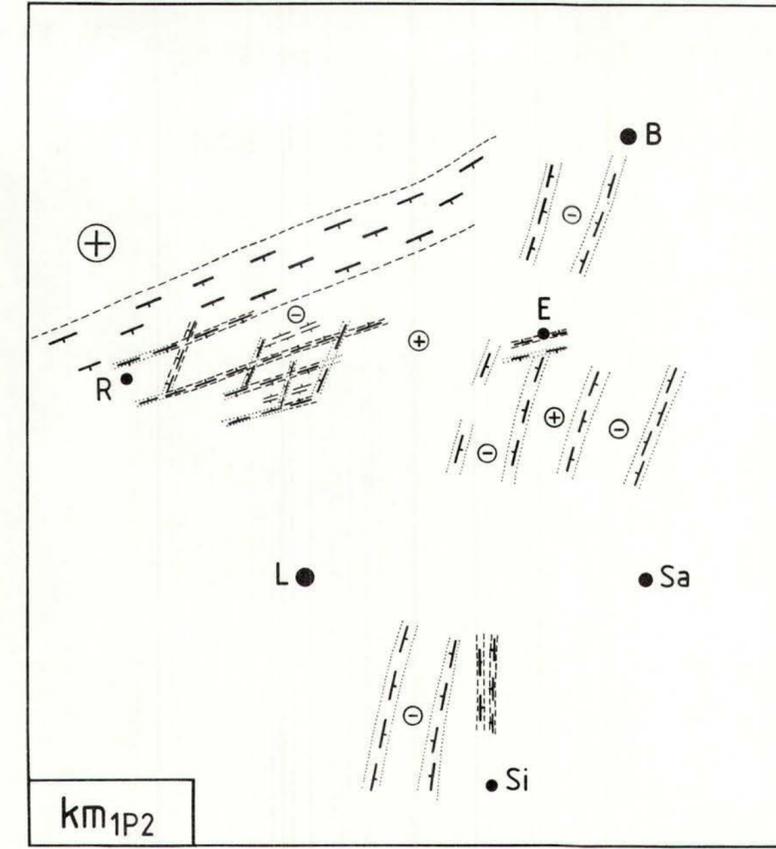
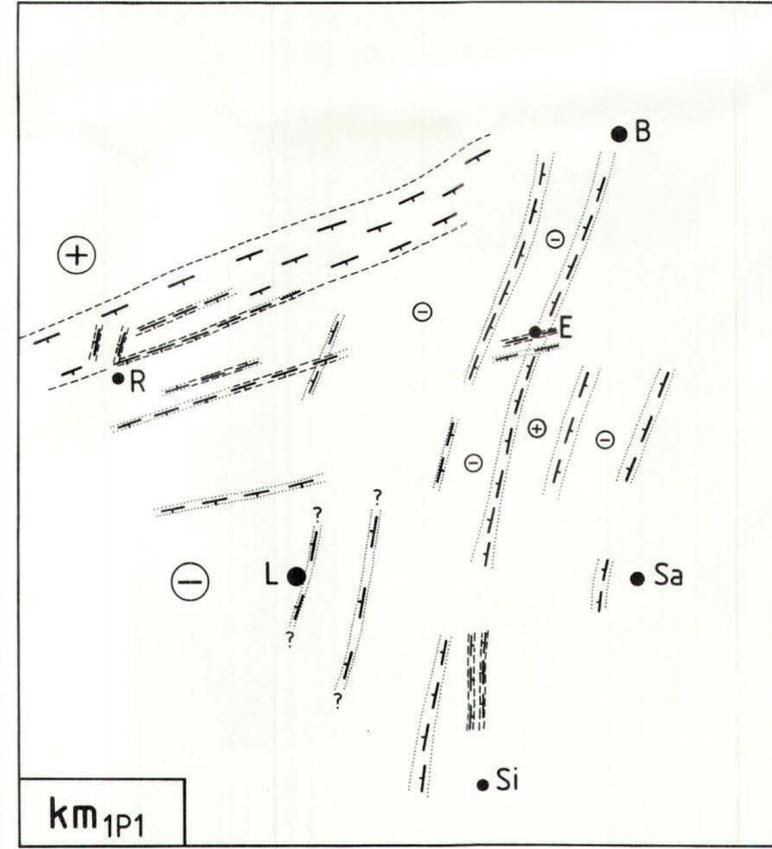
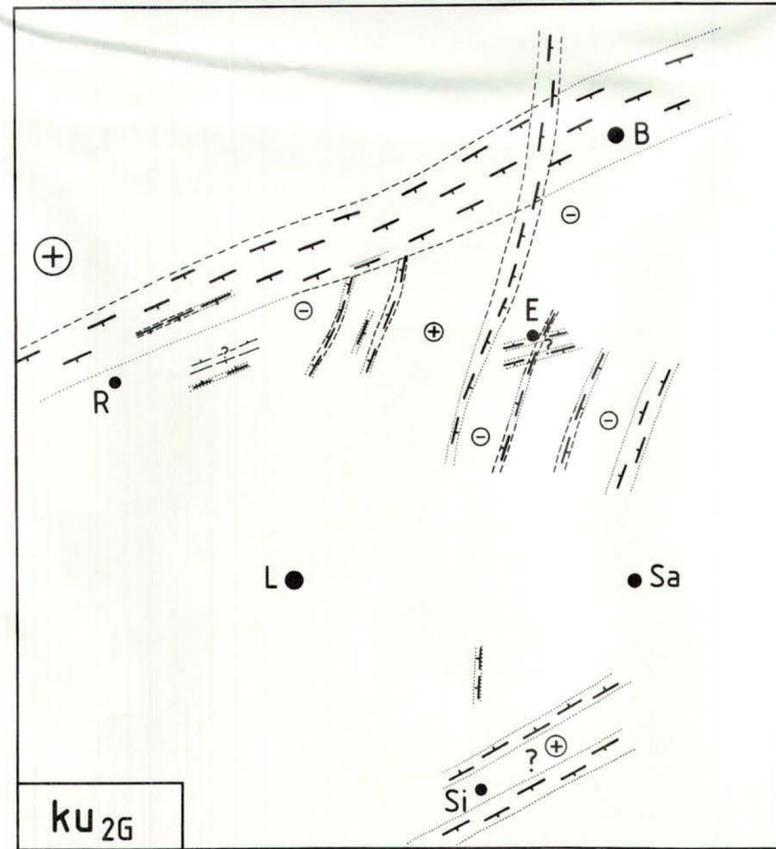
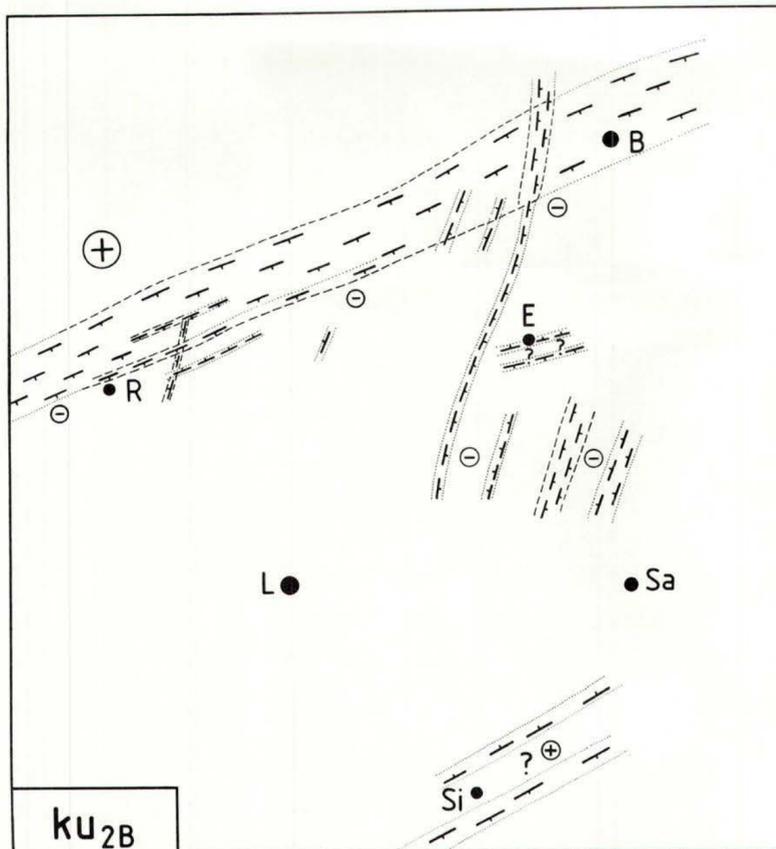
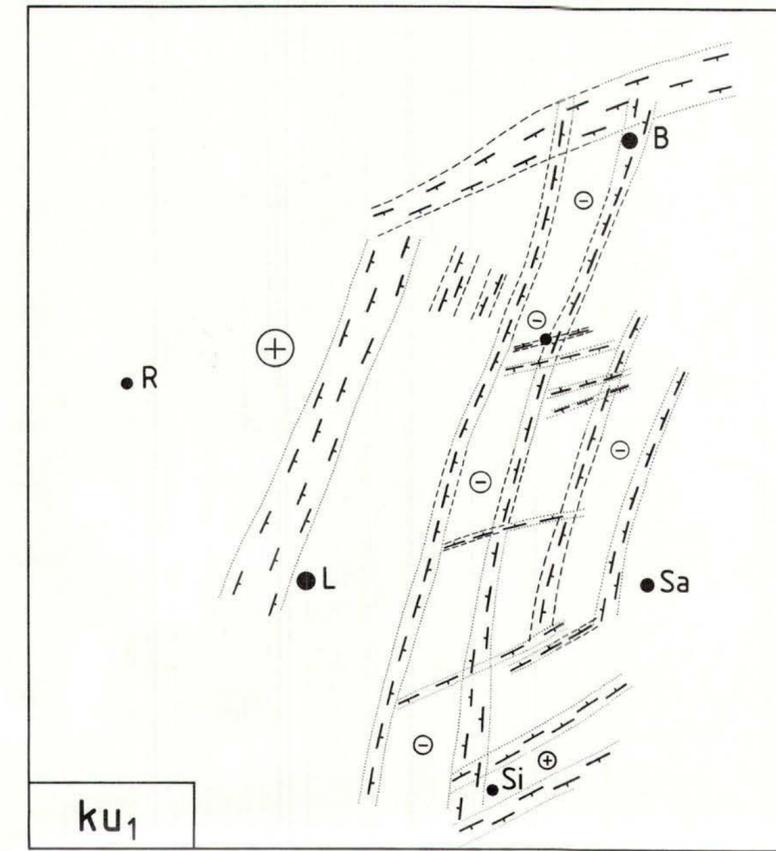
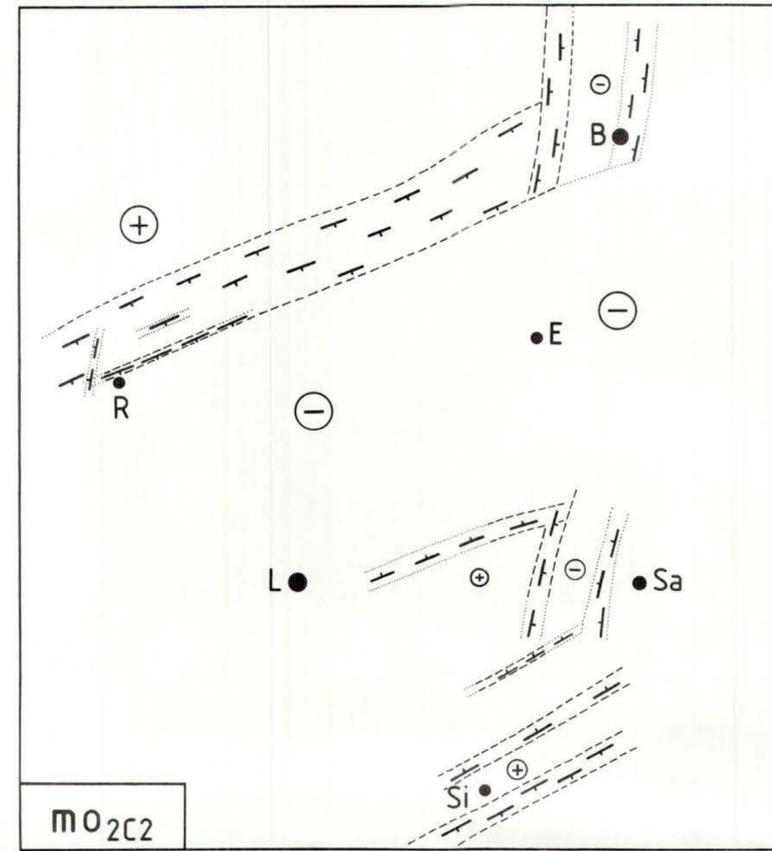
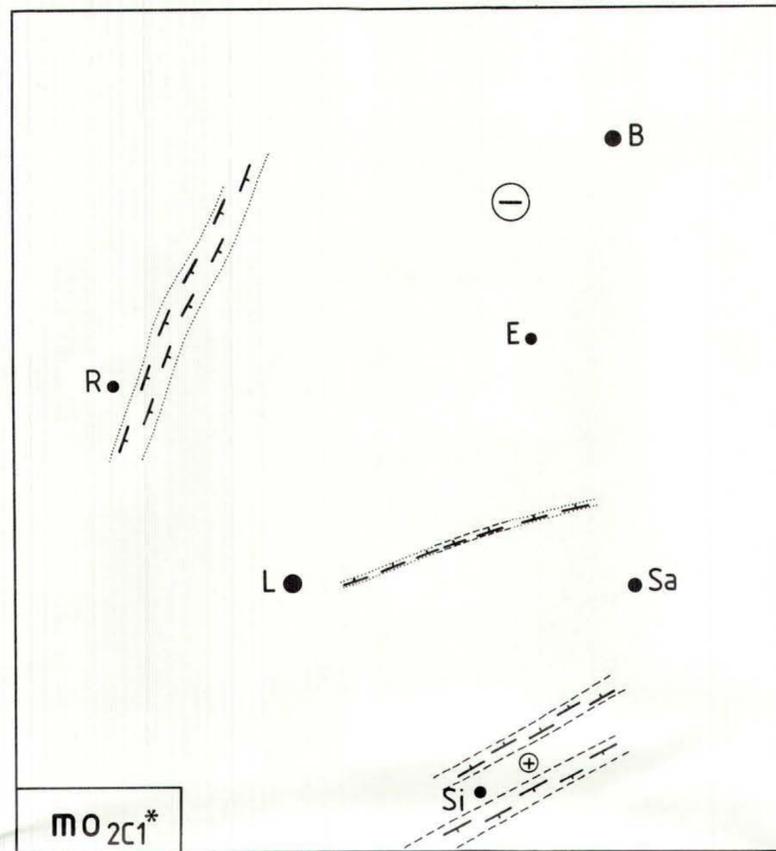
- a) in Ost-Luxemburg (*: Gesamt-Mächtigkeit unsicher, **: km_{1P}-Mächtigkeit bei Mertert ca. 60m)
 b) nach Daten süd-luxemburgischer Tiefbohrungen.

Tafel 7/2: Subsidenzmuster-Karten des höheren Muschelkalks, des Unteren Keupers und des unteren Mittelkeupers.

Legende siehe Tafel 7/1

- mo2C1 : Untere Geratitenschichten
- mo2C2 : Obere Geratitenschichten
- ku1 : Basisschichten (Unterer Lettenkeuper)
- ku2B : Bunte Mergel
- ku2G : Grenzdolomit
- km1P1 : Unterer Pseudomorphosenkeuper
- km1P2 : Oberer Pseudomorphosenkeuper

*: rel. geringe Datenbasis



Tafel 7/3: Subsidenzmuster-Karten des höheren Mittelkeupers und des Oberen Keupers.

Legende siehe Tafel 7/1

- km2S1 : Unterer Schilfsandstein
- km2S2 : Oberer Schilfsandstein
- km2D : Dunkle Mergel
- km2E : Elie-de-Beaumont-Dolomit
- km3R : Rote Gipsmergel
- km3St1 : Unterer Steinmergelkeuper
- km3St2 : Mittlerer Steinmergelkeuper
- km3St3 : Oberer Steinmergelkeuper
- ko1 : Unteres Rhät
- ko2 : Oberes Rhät

*: rel. geringe Datenbasis

