

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

---

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG  
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XXV

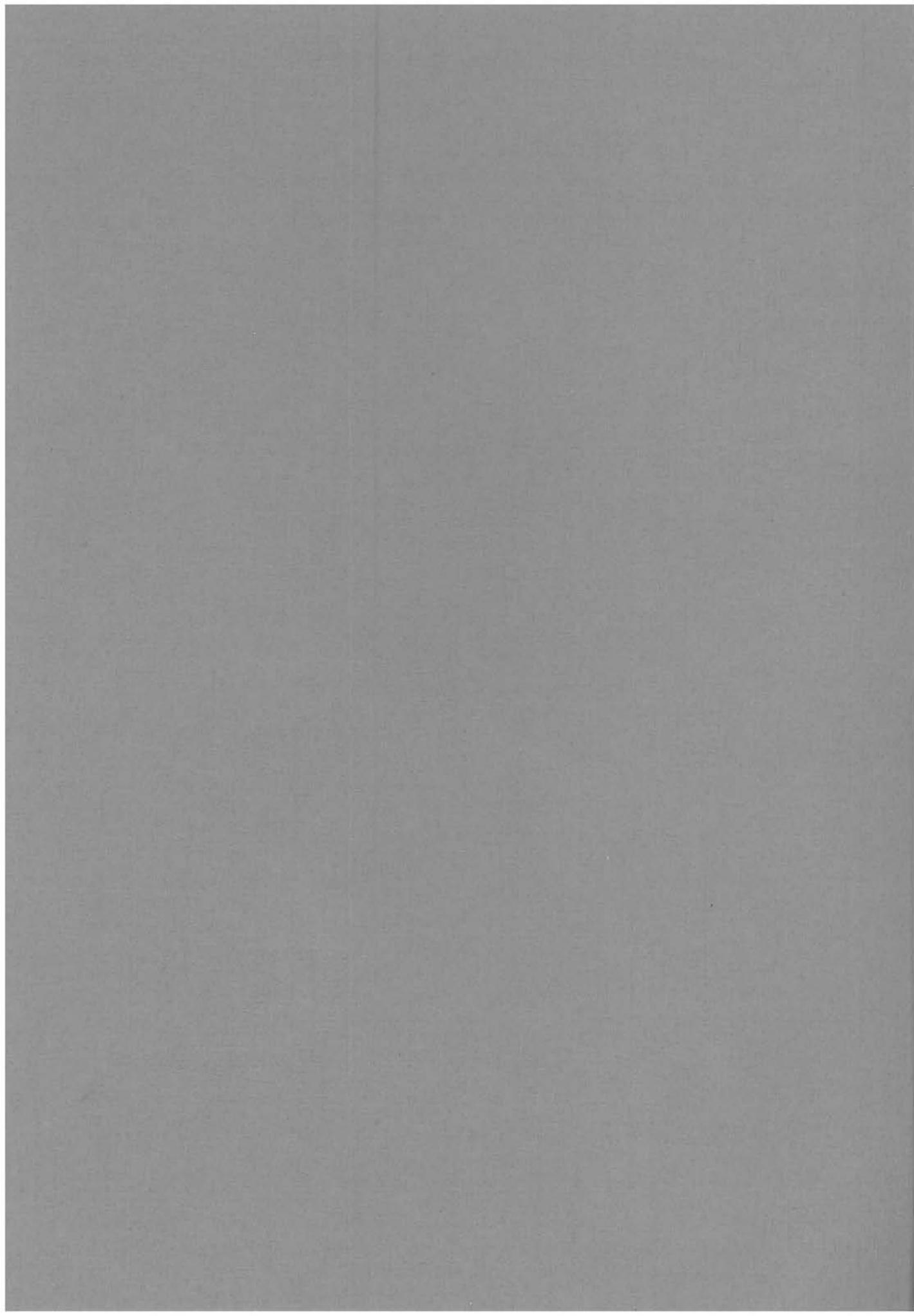
**ERLÄUTERUNGEN ZUR  
GEOLOGISCHEN  
KARTE VON LUXEMBOURG**

1 : 25 000

**BLATT Nr. 8 MERSCH**

VON DORIS DITTRICH

LUXEMBOURG 1984  
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

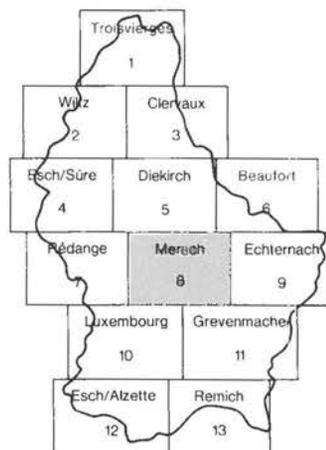


# ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE VON LUXEMBURG

1 : 25 000

**BLATT Nr. 8 MERSCH**

**VON DORIS DITTRICH**





# INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
VORWORT	
A GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK . . . . .	7
I. Geographischer Überblick . . . . .	7
II. Geologischer Überblick . . . . .	8
B ERD- UND LANDSCHAFTSGESCHICHTE . . . . .	11
C SCHICHTENFOLGE . . . . .	13
I. Trias . . . . .	13
1. Muschelkalk . . . . .	13
1. 1. Mittlerer Muschelkalk (mm) . . . . .	13
1. 2. Oberer Muschelkalk . . . . .	16
1. 2. 1. Trochitenschichten und untere Ceratitenschichten (mo) . . . . .	16
1. 2. 2. Sandige obere Ceratitenschichten (mo <sub>s</sub> ) . . . . .	21
2. Keuper . . . . .	24
2. 1. Unterer Keuper . . . . .	24
2. 1. 1. Bunte Mergel (ku <sub>1</sub> ) . . . . .	24
2. 1. 2. Grenzdolomit (ku <sub>2</sub> ) . . . . .	26
2. 2. Mittlerer Keuper . . . . .	29
2. 2. 1. Pseudomorphosenkeuper (km <sub>1</sub> ) . . . . .	29
2. 2. 2. Schilfsandstein und Rote Gipsmergel (km <sub>2</sub> ) . . . . .	35
2. 2. 3. Steinmergelkeuper (km <sub>3</sub> ) . . . . .	38
2. 2. 4. Mittlerer Keuper im Bereich der luxemburgischen Normalfazies . . . . .	41
2. 3. Oberer Keuper (Rhät) . . . . .	45
2. 3. 1. Unteres Rhät (ko <sub>1</sub> ) . . . . .	45
2. 3. 2. Oberes Rhät (ko <sub>2</sub> ) . . . . .	48
II. Jura (Lias) . . . . .	52
1. Hettangium . . . . .	52
1. 1. Pylonotenschichten (li <sub>1</sub> ) . . . . .	53
1. 2. Luxemburger Sandstein (li <sub>2</sub> ) . . . . .	57
2. Sinemurium . . . . .	63
2. 1. Mergel und Kalke von Strassen (li <sub>3</sub> ) . . . . .	63
III. Tertiär . . . . .	65
IV. Quartär . . . . .	67
1. Pleistozän (Diluvium) . . . . .	67
1. 1. Terrassensedimente von Alzette und Attert . . . . .	67
1. 1. 1. Terrassen der Alzette (dtf, dt) . . . . .	67
1. 1. 2. Terrassen der Attert (dt) . . . . .	71
1. 1. 3. Wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzkonglomerate . . . . .	71

1. 2. Lehme (dl) . . . . .	73
1. 3. Eine Fossilfundstelle des Pleistozäns bei Fensterdall . . . . .	74
2. Holozän (Alluvium) . . . . .	74
2. 1. Talauen . . . . .	74
2. 2. Hangschutt und Hangrutschmassen . . . . .	75
2. 3. Kalksinter. . . . .	76
 D LAGERUNGSVERHÄLTNISSE (TEKTONIK). . . . .	 77
 E HYDROGEOLOGISCHER ÜBERBLICK . . . . .	 81
 LITERATURVERZEICHNIS . . . . .	 85
 PROFIL-LEGENDE . . . . .	 91
 FOTO-TAFELN. . . . .	 92

# VORWORT

Die frühe stratigraphische Bearbeitung der unter- und mitteltriassischen Schichtglieder am Südrand der Ardennen ist an Namen wie DUMONT (1842), MORIS (1852), WEISS (1869) und BENECKE (1877 u. 1914) geknüpft, die Resultate von Einstufungen und Profil-Parallelisierungen schwankten jedoch je nach Bearbeiter und Untersuchungsmethodik. Eine ausführliche Zusammenstellung vom historischen Werdegang des stratigraphischen Verständnisses dieser Ablagerungen bringt LUCIUS (1941).

Bei den Schichtgliedern der obersten Trias und des Lias traten STEININGER (1828), DUFRÉNOY (1827), BEAUMONT (1828), LEVALLOIS (1839), DUMONT (1842), DEWALQUE (1854) und schliesslich BENECKE (1877) als erste Bearbeiter hervor.

Die geologischen Kartenwerke folgender Autoren des 19. Jahrhunderts stellen das Blattgebiet Mersch ganz oder zum Teil dar:

A. MORIS 1852 (Masstab 1: 150 000, nur Gebiete der Trias), N. WIES und P.M. SIEGEN 1877 (1: 40 000, Gesamt-Luxemburg, mit Erläuterungen von WIES 1877) und L. van WERVEKE 1886 (1: 80 000, nur Süd-Luxemburg, die entsprechenden Erläuterungen erschienen in den Jahren 1887 und 1916). C. GOETZ veröffentlichte 1914 eine kleine geologische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Schieren, Bissen und Cruchten.

In den Jahren zwischen 1947 und 1949 lieferte schliesslich M. LUCIUS erstmalig eine geologische Karte des gesamten Landes im Masstab 1: 25 000 (Gebiete des Mesozoikums) bzw. 1: 50 000 (Gebiete des Devons). Ein umfangreicher Band mit Erläuterungen (LUCIUS 1948) sowie eine spezielle Arbeit über die Randfazies des Trias am Südrand der luxemburgischen Ardennen (LUCIUS 1941) ergänzen mit Kartierprotokollen und einzelnen Profilen die 8 Einzelblätter der Karte.

Das hier beschriebene Blatt Mersch umfasst mit einem veränderten Schnitt Teile der von LUCIUS erstellten Blätter Nr. 3 (Luxemburg), Nr. 4 (Grevenmacher) und Nr. 6 (Diekirch). Bei der Herausgabe der «Carte géologique générale du Grand-Duché de Luxembourg» von 1974 (J. BINTZ; 2. Auflage) im Masstab 1: 100 000 fanden diese Karten noch in unveränderter Form für das Blattgebiet Mersch Verwendung.

Die vorliegende Neukartierung beruht auf einer Auswertung von Diplom-Kartierungen im Masstab 1: 10 000, die im Auftrag des Service Géologique de Luxembourg unter der Betreuung von Herrn Prof. Dr. A. STEHL, Bonn, in den Jahren 1976 bis 1981 ausgeführt wurden. Ergänzende Kartierungen wurden 1982 von D. DITTRICH (Trias unterhalb des Rhät) und A. ANDRZEJEWSKI (Rhät und Lias) durchgeführt, dabei wurde das von I. WALZ kartierte Gebiet im Südost-Teil des Blattes (Diplom-Kartierung, Universität Aachen 1971) weitgehend neu überarbeitet.

Eine kleine Skizze am Kartenrand weist die Anteile einzelner Bearbeiter an der Fläche des Messtischblattes aus.

Die Erkundungsbohrungen eines grösseren Strassenbau-Projektes zwischen Luxemburg und Ettelbruck, dessen Trasse das Blatt Mersch in annähernd Nord-Süd-Richtung durchzieht, wurden ebenfalls ausgewertet. Von den Bohrungen geringerer Kern-Durchmesser ( $\varnothing$  6 cm)

lagen überschlägige Protokolle der durchteuften Gesteinsfolge vor, die Kerne der Bohrungen mit einem grösseren Durchmesser ( $\varnothing$  11 cm) waren von der Bohrfirma eingehender protokolliert worden und lagen für eine direkte stratigraphische Ansprache durch die Bearbeiter bereit.

Aufschluss über die Schichtenfolge im Liegenden brachte schliesslich die bis in den devonischen Sockel hinabreichende, im Jahr 1968 niedergebrachte Forschungsbohrung bei Mersch (vergl. Abb. 1).

Für die Erläuterungen wurden darüberhinaus Kartierberichte der einzelnen Teilgebiete, beim Service Géologique archivierte Protokolle von Erkundungs- und Brunnenbohrungen sowie Unterlagen und Begehungs-Protokolle des Verfassers herangezogen.

Herrn Prof. Dr. A.SIEHL, Bonn, sei herzlich gedankt für zahlreiche Diskussionsbeiträge und die freundliche Durchsicht des Manuskriptes.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. D. Dittrich, Geologisches Institut der Universität Bonn, Nussallee 8, 53 Bonn 1

# A GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

## I. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Das Blatt Mersch (Nr. 8) umfasst etwa den Bereich zwischen  $6^{\circ}$  und  $6^{\circ}16'$  östlicher Länge sowie zwischen  $49^{\circ}41'$  und  $49^{\circ}49'$  nördlicher Breite. Es bildet das Mittelstück der geologischen Karten Luxemburgs.

Klimatische und ackerbauliche Gesichtspunkte begründeten die historische Aufteilung des Landes in das Gutland im Süden und den Ösling im Norden; der letztgenannte Landstrich entspricht dem luxemburgischen Anteil der Ardennen. Das am Ardennen-Südrand gelegene Blattgebiet ist geographisch ein Teil des nördlichen Gutlandes. Es umfasst im wesentlichen den Verwaltungsbereich des Kantons Mersch, kleine randliche Gebiete sind u.a. den Kantonen Redange, Diekirch und Grevenmacher zuzuordnen.

Das Landschaftsbild wird bestimmt durch einen mehrfachen Wechsel zwischen harten und weichen, wasserdurchlässigen und undurchlässigen Schichten. Tiefenerosion durch Flüsse und ihren Nebenbäche gaben dem Gebiet den Charakter einer vielfach zergliederten Schichtstufenlandschaft. Die Fläche des Blattes gliedert sich in drei wesentliche Landschaftselemente: die hochgelegenen Plateaus oberhalb der markanten Lias-Schichtstufe, die durch den Mittleren Keuper gebildeten Hochflächen im Norden des Gebietes und schliesslich die Talauen an der Erosionsbasis der heutigen Flusstäler.

Die sandigen Böden auf den Höhen des Lias-Plateaus sind meist mit Buchenwald bestanden. Rodungsinseln und weite Flächen intensiver landwirtschaftlicher Nutzung zeichnen Regionen stärkerer Lehmbeimengung bzw. die Verbreitung von tonig-mergeligen Gesteinen nach. Areale mit extrem ausgelaugten Sandböden oberhalb des Luxemburger Sandsteins tragen Kiefernwälder und Heidekraut. Eine lokale Bezeichnung für diesen unfruchtbaren sandigen Boden ist «scharfer Sobel» (vergl. auch Flurbezeichnung «Schaarfesuebel» bei Stuppicht/Weyer).

Die flachen Hänge und Verebnungen des Mittleren Keupers mit ihren weiten symmetrischen Tälern und dem dürftigen Baumbestand stellen einen deutlichen Gegensatz zu der schroffen, meist bewaldeten Landschaft des Lias-Plateaus mit den tiefen, steilwandigen Taleinschnitten dar. Das tonig-mergelige Gestein im Untergrund dieser Hochflächen lässt nur eine geringe Bodenentwicklung zu. Der schwere, wenig fruchtbare und meist graue Boden («Grit») trägt Wiesen und Weiden mit einer dünnen Grasnarbe und nur vereinzelt Buschwerk. Wacholder, Weissdorn und Schlehen gelten als charakteristischer Bewuchs dieser Landstriche. Ackerbau ist im wesentlichen an die Reste einer ehemals zusammenhängenden Bedeckung von quartären Löss- und Terrassenablagerungen gebunden; durch die Einschneidung der Flüsse und Bäche ist diese in mehrere Einzelvorkommen zerlegt worden.

Die höchsten Erhebungen mit Höhen von 430 und 434 Metern ü.N.N. finden sich auf einem Rücken des Lias-Plateaus im Süden des Blattgebietes, eingegrenzt von den Tälern der Alzette und Weissen Ern. Mit dem Messpunkt 201 Meter ü.N.N. im Alzette-Tal unterhalb des Schlosses von Colmar-Berg ist am nördlichen Kartenrand der tiefste Geländepunkt erreicht.

Das Gewässernetz gehört zum Einzugsgebiet der Mosel. Die Alzette durchquert als Hauptvorfluter das gesamte Blattgebiet von Süden nach Norden. Bei Mersch fließen ihr Eisch und Mamer, bei Colmar-Berg die Attert zu. Neben den meist Nord-Süd-orientierten Wasserläufen von Alzette, Eisch, Mamer, Weisser und Schwarzer Ernz bildet das dem Ardennen-Südrand parallel verlaufende Attert-Tal die Ausnahme. Es orientiert sich am Generalstreichen des devonischen Sockels, einer Richtung, die sich in Teilstrecken der erstgenannten Flüsse ebenfalls wiederfindet. Ein augenfälliges Beispiel bietet die Alzette-Schleife nahe der Ortschaft Cruchten.

Massgeblich für die Besiedlung waren neben der unterschiedlichen Güte der Böden insbesondere die Verkehrsbedingungen. Als Hauptdurchgangswege wurden die wenigen weiträumigen Täler in der schroffen Landschaft des Lias-Plateaus schon frühzeitig besiedelt. Sonntige geschützte Hänge am Fusse der Steilwände, im Umfeld ergiebiger Quellen boten dazu gute Voraussetzungen. In den zahlreichen höhlenartigen Spalten und Felsnischen des Luxemburger Sandsteins, idealen Zufluchtsorten (Lokalbezeichnungen: «schlöff» bzw. «abris»), fand man Ritz-Zeichnungen, Zeichen und Reliefbilder als Spuren vor- und frühgeschichtlicher Besiedlung (vergl. dazu SCHNEIDER 1939). Keltische und römische Ansiedlungen folgten. Heute reihen sich in diesen Tälern, insbesondere entlang der unteren Alzette, Ortschaften in dichter Folge aneinander.

Im Norden des Lias-Plateaus boten weiträumige Talformen im Bereich der Mündungen von Eisch, Mamer und Attert Anreize zum Besiedeln. Eisenerz-Fundstellen und fruchtbare Böden auf den Hochflächen (vergl. Kap. IV 1.1.3) begünstigten schliesslich eine rasche kulturelle Erschliessung dieser Landstriche.

In der verkehrsfernen Lage oberhalb der Steilstufe des Luxemburger Sandsteins kam es im Blattgebiet nur im Umkreis vereinzelter fruchtbarer Bodenareale zu der Gründung kleinerer, vorwiegend landwirtschaftlich orientierter Ansiedlungen.

## II. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Den weitaus grössten Teil der Gesamtfläche des Blattgebietes stellen Gesteine des Unteren Lias und des Mittleren Keupers. Muschelkalk und Unterer Keuper treten nur im Nordwesten des Kartenblattes zutage. Ebenso wie die Schichten des Oberen Keupers (Rhät) sind sie hinsichtlich ihrer Verbreitung von untergeordneter Bedeutung. Pleistozäne Lockersedimente überlagern stellenweise diskordant diese Serien der Trias und des Jura.

Den geologischen Bau des tieferen Untergrundes erschliesst die durchgehend gekernte Forschungsbohrung bei Mersch. Sie setzt in Schichten des Mittleren Keupers an und erreicht bei Profilmeter 315,5 den devonischen Sockel (Abb. 1).

Die ältesten über Tage anstehenden Gesteine sind die Mergel des MITTLEREN MUSCHELKALKS, die im nördlichen Alzette-Tal austreichen, infolge des nach Süden gerichteten Einfallens jedoch bald unter jüngere Schichten abtauchen. Eine Schichtenfolge gleichen Alters tritt im äussersten Nordwesten des Blattes in einer bereits faziell stark veränderten, sandigen Ausbildung an die Oberfläche.

Alluvium		8 m
KEUPER	Mittlerer	
	U.	
	Oberer	
MUSCHELKALK	Mittlerer	
	Unterer	
	Ob.	
BUNTSANDSTEIN	Mittlerer	
	Ob.	
DEVON		12,5 m

D. DITTRICH 1983

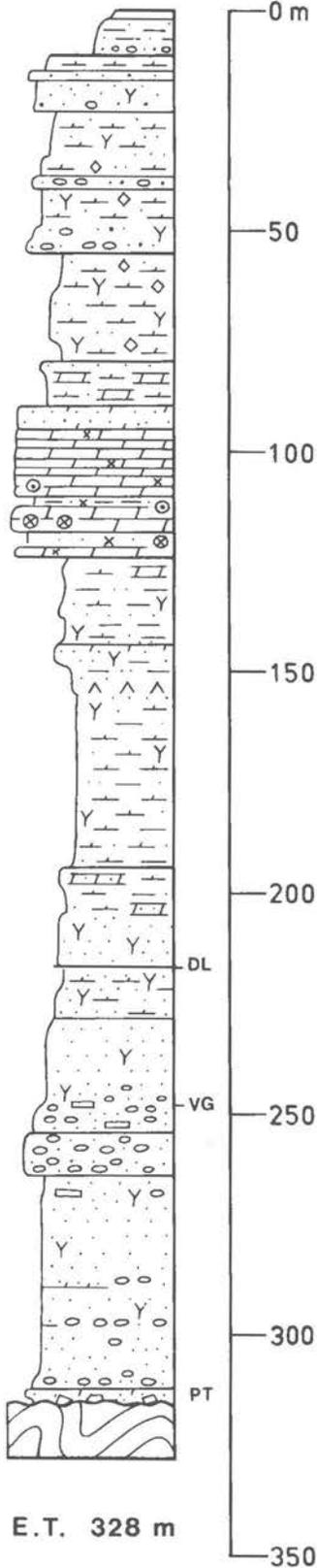


Abb. 1: Profil der Kernbohrung Mersch (R 76 120, H 90 830), nach BINTZ 1968. [DL = Dolomitische Leitbank, VG = Violette Grenzzone, PT = Permotrias (?), □ = Dolomitbröckelbank]

Mit einem gelegentlich von weiträumigen Hangschuttdecken abgeschwächten Steilanstieg folgen die Dolomite des OBEREN MUSCHELKALKS, deren schroffe Felswände entlang des Alzette-Tales oft nur einen schmalen Ausbiss auf der geologischen Karte zeigen. Die oberen Meter der Steilwände nehmen die dolomitischen Sandsteine des «Gilsdorfer Sandsteins» (Sandige obere Ceratitenschichten) ein, die sich neben dem Sandgehalt auch nach Farbe und Art der Bankung von den unterlagernden Dolomiten deutlich absetzen. Die relativ eintönigen, mehr oder weniger sandführenden liegenden Dolomiten des Oberen Muschelkalkes erlauben weder nach petrographischen noch nach biostratigraphischen Merkmalen eine gesicherte weitere Untergliederung. Gegen Nordwesten, entlang des Attert- und Viichtbaachtales, gehen sie allmählich in sandig-dolomitische Gesteine mit stark reduzierter Mächtigkeit über. Mit einer deutlichen Verflachung beginnen die hellen dünnbankigen Dolomite, die Mergel und Sandsteine des geringmächtigen UNTEREN KEUPERS; die Hangendgrenze prägt sich häufig morphologisch durch eine kleine Geländestufe aus.

Der MITTLERE KEUPER beginnt mit den Schichten des Pseudomorphosenkeuper. Dessen mächtige Abfolge von Sandsteinen, Konglomeraten, Dolomiten und Mergeln prägt den Charakter weiter Landstriche nördlich des Lias-Plateaus und ist in zahlreichen Schluchten entlang der Täler von Attert und unterer Alzette erschlossen. In den steilen Talhängen deuten sich härtere Schichtsequenzen - dolomitische Konglomerate und Sandsteine - in einzelnen, oft gut zu verfolgenden Gefällstufen an. Im Südosten des Blattgebietes, wo Pseudomorphosenkeuper in seiner Normalausbildung als gleichförmige Folge von Mergeln und dünnbankigen Dolomiten und Sandsteinen auftritt, erscheinen statt der schroffen Geländeformen des Nordwestens sanft geschwungene, flache Talhänge.

Die sich nach oben anschließende geringmächtige Schichtenfolge von Schilfsandstein und Roten Gipsmergeln ist nur selten erschlossen. Sie leitet mit einem sanften Anstieg zum mächtigen Schichtpaket des Steinmergelkeuper über, das grosse Flächen des Blattgebietes einnimmt. Auf den weiten Plateaus des Nordwestens bildet es den Abschluss des Trias-Profiles und ist weitgehend erodiert (vergl. Schnittprofil  $\overline{ABC}$  des Kartenblattes). Im Vorfeld der Lias-Schichtstufe bilden die Mergel des Steinmergelkeuper einen weiträumigen Anstieg, der sich zum Hangenden versteilt und häufig von tiefen Erosionsrinnen durchzogen ist.

Die nur geringmächtigen Schichten des RHÄT mit ihren Sandsteinen, Konglomeraten und Tonen treten im Gelände kaum in Erscheinung. Gelegentlich bilden sie eine schmale Verflachung oberhalb der Steilhänge des höheren Steinmergelkeuper (vergl. Billknapp und Beisenerberg bei Fensterdall). Ihre Ausstrichbreite beträgt selten mehr als 50 Meter.

Die Gesteinsabfolge des UNTEREN LIAS beginnt morphologisch unauffällig. Über den Kalken und Mergeln der Pylonotenschichten steigen die Talhänge bis zur Steilstufe des hangenden Luxemburger Sandsteins weiterhin flach an. Nur auf flachen Geländerücken am Nordrand des Lias-Plateaus oder in der Hügellandschaft bei Junglinster stehen diese Serien grossflächig an.

Ein deutlich zu verfolgender Gefälleknick und kleine versumpfte Stellen auf Wiesen zeigen den Übergang zum Luxemburger Sandstein an, der mit mehreren Stufen einen Steilhang bis zu 100 Metern bildet. Am Fuss der tiefen Schluchten und steilwandigen Täler fin-

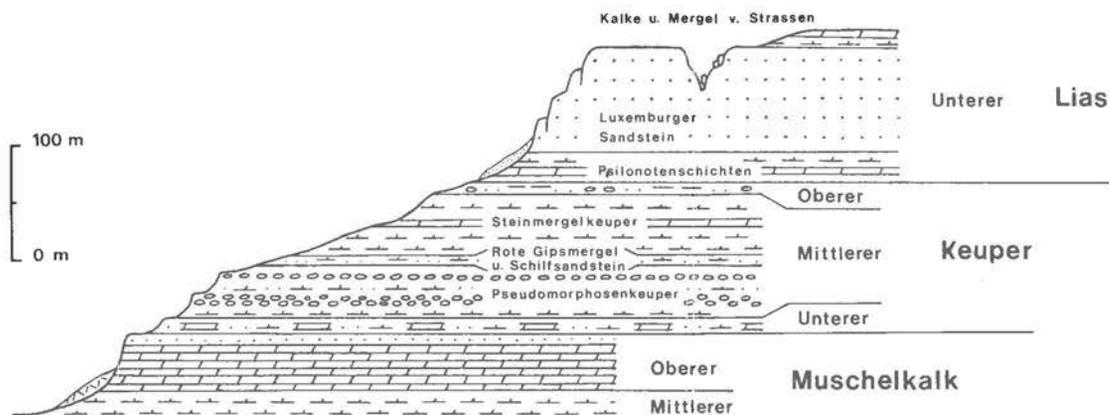


Abb. 2: Die Schichtstufenlandschaft am Unterlauf der Alzette (schematisch).

den sich auf der wasserdurchtränkten tonigen Unterlage des Liegenden abgerutschte Einzelfelsen zu einem charakteristischen wirren Trümmerwerk von Sandsteinblöcken zusammen.

Mit den fleckenhaft auf den weiten Plateaus des Luxemburger Sandsteins auftretenden Erosionsresten der Mergel und Kalke von Strassen endet das Schichtprofil des Lias.

Gesteine des TERTIÄRS repräsentieren lediglich einzelne isolierte Blöcke von Süßwasser-Quarzit auf sekundärer Lagerstätte.

Von den Sedimenten des QUARTÄRS sind neben Rutschmassen, Kalksinterbildungen und einzelnen Resten einer dünnen Lössbedeckung vor allem die ausgedehnten Terrassensedimente von Alzette und Attert zu nennen, deren Verbreitung insbesondere auf das Gebiet nördlich der Stadt Mersch konzentriert ist.

Die Lagerungsverhältnisse werden weitgehend von den NE-SW-streichenden Grosstrukturen der Mulde von Weilerbach, des Sattels von Blaschette und der Mulde von Junglinster bestimmt, die Einfallswerte liegen meist deutlich unter 5 Grad.

An Bruchtektonik treten im Blattgebiet mehrere, oft über viele Kilometer durchhaltende Abschiebungen auf, deren Orientierung eine Überlagerung von zwei Richtungssystemen (rheinische und variszische Richtung) erkennen lässt (vergl. auch Abb. 29).

## B ERD- UND LANDSCHAFTSGESCHICHTE

Das postvariszische Sedimentationsgeschehen des luxemburger Raumes wurde massgeblich durch altangelegte Strukturelemente des paläozoischen Sockels beeinflusst. So bestimmte die rheinisch streichende Eifeler-Nord-Süd-Zone, deren paläogeographische Wirksamkeit sich bereits im Ablagerungsraum des Mittleren Devons nachweisen liess (MEYER & STETS 1980) und die bei der Faltung des variszischen Gebirges abermals als wichtige Transversalgrenze in

Erscheinung trat, zunächst die äussere Umgrenzung des triassischen Sedimentationsraumes (LUCIUS 1948). Als schmale Depressionszone in den Grossfalten des devonischen Sockels trennte sie die beiden Hochgebiete des gallo-ardennischen Festlandes im Westen und des Osteifeler- und Hunsrückblocks im Osten und setzte sich in der Lothringischen Furche nach Süden hin fort. ZIEGLER (1978) rekonstruierte im Zusammenhang mit dem Aufbrechen des Superkontinents Pangäa während der Trias (intensiviertes Rifting im nördlichen Nord-Atlantik und der norwegischen Grönland-See) eine Krustendehnung im nordwestlichen Europa, die zu einem neuen System von Gräben und flexurartig abgesunkenen Trögen führte, das die bisherigen tektonischen Richtungs-Elemente der variszischen Faltungsära durchsetzte. Das zweite für die postvariszische Sedimentationsgeschichte richtungsbestimmende Strukturelement sind die bei der sudetischen Faltungsphase während des mittleren Karbons angelegten Sattel- und Muldenachsen des variszischen Grundgebirges (LUCIUS 1948). Der Einfluss dieser NE-SW-streichenden tektonischen Richtung setzte sich vom Mittleren Keuper an abermals zunehmend durch und war massgeblich für die Sedimentationsverhältnisse des Rhät und Lias.

Im Verlauf der späteren Entwicklung des luxemburger Raumes kam es schliesslich entlang der im Untergrund vorgezeichneten, altangelegten Bahnen immer wieder zu Relativ-Bewegungen, die sich bis ins Deckgebirge fortsetzten und damit auch das heutige Erscheinungsbild der Landschaft prägten (LUCIUS 1948, BERG 1965, siehe dazu Kap. D).

Die Sedimentation des Perms war noch an die erzbergigisch streichenden Innensenken des variszischen Orogens gebunden; hier sammelte sich der Verwitterungsschutt des nach und nach eingerumpften Gebirges. Zur Zeit des Buntsandsteins wurde allmählich die gesamte Quersenke der Eifeler-Nord-Süd-Zone zum Sedimentationsraum. Der Materialtransport erfolgte generell in Nord-Süd-Richtung. Da die Längsachse des Germanischen Beckens im Verlauf der Trias langsam aus einer nördlichen in eine südliche Neigung abkippte, wurde der Buntsandstein von Süden, das klastische Material des Nordischen Keupers hingegen von Norden, vom Skandinavischen Schild bzw. der Russischen Tafel, eingeschüttet. Die Ablagerungszeit der nur wenig mit detritischem Verwitterungsschutt durchsetzten, weitgehend chemisch ausgefällten Serien des marinen Muschelkalkes fällt etwa in die Zeit der Gleichgewichtslage der germanischen Plattform (WURSTER 1965).

In der unmittelbaren Umgebung des ehemaligen Ardennischen Festlandes im Westen gehen die Schichtglieder, die im östlichen Luxemburg noch in der drei-geteilten, normalen germanischen Triasfazies vorliegen, allmählich in eine von grobklastischen lokalen Material-Einschüttungen beherrschte Uferfazies über und keilen dann aus. Jüngere Schichtglieder greifen dabei meist nach Westen hin über die älteren über (vergl. LUCIUS 1941). Materialunterschiede des angelieferten Verwitterungsschutts resultierten lediglich aus einer unterschiedlich wirksamen Verarmung des Komponentenspektrums durch mehrfache Umlagerungsprozesse und einer lokalen Aufarbeitung von zuvor abgelagerten Trias-Gesteinen am Rande des nordwestlichen Hinterlandes. Das Liefergebiet und die dominierten Schüttungsrichtungen blieben hier über weite Zeiträume nahezu konstant (WIEBEL 1968).

Verbunden mit dem beginnenden Aufstieg der Ardennen schwenkten die Uferlinien und Tiefenrinnen des Mittleren Keupers allmählich in die NE-SW-Richtung ein, es kam zu einer erheblichen Ausweitung des Sedimentationsraumes nach Westen und Südwestens in Richtung des sich langsam eintiefenden Pariser Beckens (LUCIUS 1948, MULLER 1974, vergl. auch FUCHS et al. 1983). Bereits der Steinmergelkeuper greift in einer noch eng an die mergelig-dolomitische Nor-

malfazies anknüpfenden Gesteinsausbildung weit über die bisherigen Uferlinien nach Westen hin über. Diese Tendenz setzt sich mit der Rhät-Transgression, die durch die Meeresstrasse der Eifeler-Nord-Süd-Zone in das Pariser Becken vorrückt, in verstärktem Masse fort; das gallo-ardennische Festland der älteren Trias wurde endgültig überflutet, die nördliche Begrenzung des Ablagerungsraumes entsprach dem Südrand der Ardennen (MULLER 1974). Die mit den Relativbewegungen zwischen aufsteigenden variszischen Massiven (Ardennen und Hunsrück) einerseits und dem einsinkenden Pariser Becken andererseits verbundene Relieferhöhung führte im Rhät zu einer weitverbreiteten Sedimentation von grobklastischem terrigenen Detritus. Unter den sich parallel dazu einstellenden stärker humiden, kühleren Witterungsbedingungen, die das semi-aride Klima der älteren Trias ablösten (WILL 1969, MULLER, PARTING & THOREZ 1973), endete die chemische Fällung mächtiger karbonatisch-evaporitischer Abfolgen.

Im unteren Lias breitete sich das Meer abermals aus und überflutete dabei weite Teile der Ardennen. Die Linien gleicher Sedimentmächtigkeiten verlaufen in NE-SW-Richtung. Während im Inneren des Beckens jedoch eine geringmächtige kondensierte Kalkfazies des unteren Lias vorherrscht, kam es im Nordost-Teil des Pariser Beckens durch eine erhebliche Anlieferung sandigen Verwitterungsschutts zur Akkumulation mächtiger klastischer Sedimentabfolgen. Die allmähliche Verlagerung der Sandeinschüttungen in Richtung Nordwesten wurde kontrolliert durch synsedimentär wirksame, variszisch streichende tektonische Strukturelemente des variszischen Sockels (BERNERS 1983). So ist die regionale Verbreitung dieser Sandfazies mit Strukturen in Zusammenhang zu bringen, die als «Sattel von Born», «Mulde von Weilerbach» oder in Form ausgedehnter Störungszonen heute noch in Erscheinung treten (vergl. dazu Kap. D).

Reste jüngerer mariner Ablagerungen fehlen im Bereich des Blattgebietes. LUCIUS (1948) rekonstruierte für das luxemburger Gutland die Fortsetzung mariner Sedimentations-Bedingungen bis an die Grenze Malm/Unterkreide (vergl. auch MÉGNIEN 1980). Von dieser Zeit an herrschten festländische Verhältnisse. Ob diese durch einen erneuten Meeresvorstoss im Laufe der Oberkreide abermals unterbrochen wurden (LUCIUS 1948), stellen neuere Untersuchungen (MÉGNIEN 1980, FUCHS et al. 1983) in Frage. In der noch bis heute andauernden Periode intensiver Erosion und Denudation bildete der klimatische Umschwung vom tropisch-subtropischen Flächenbildungsklima des Piloziäns zum Tundrenklima des Pleistozäns einen entscheidenden Einschnitt (BÜDEL 1957). Gemeinsam mit der allmählichen Heraushebung des luxemburger Gutlandes während des jüngeren Tertiärs (LUCIUS 1948: ab oberem Miozän) ist er als auslösendes Moment der intensiven quartären Talbildung anzusehen, deren Ausräumungsniveau innerhalb des Blattgebietes bis in die Serien des Mittleren Muschelkalks hinabreichte.

## C SCHICHTENFOLGE

### I. TRIAS

#### 1. Muschelkalk

##### 1.1. MITTLERER MUSCHELKALK ( m m )

Gipsmergel (mm<sub>1</sub>) und Linguladolomit (mm<sub>2</sub>) bilden den Mittleren Muschelkalk der luxemburgischen Normalfazies. Bis zu 110 m mächtige fossilere Abfolgen bunter Tone und dolomi-

tischer Mergel mit Sandsteinlagen, dünnplattigen Dolomiten und Steinsalz-Pseudomorphosen werden den Gipsmergeln zugeordnet. Sie enthalten Gips in Form von Schnüren, Fasern und abbauwürdigen Lagern. Graue und rote Farben herrschen vor, mit den zum Top hin ansteigenden Gehalten von Dolomit und Gips mehren sich Grau-Töne. Die mächtigen Abfolgen des  $mm_1$  werden von wenigen Metern Linguladolomit überlagert. Es sind dünnbankige, dichte oder poröse, z.T. auffällig kavernöse Dolomite von grauer, gelber oder rötlicher Färbung, vereinzelt kommt *Lingula tenuissima* BRONN vor.

Die im Bereich der Beckenfazies über weite Strecken gleichbleibende Ausbildung dieser Schichtenfolgen gewährleistet deren sichere Identifikation und Abgrenzung. Der Linguladolomit ( $mm_2$ ) setzt sich deutlich vom hangenden Trochitenkalk ( $mo_1$ ) ab. In den zunehmend versandenden und relativ geringmächtigen Serien des klastischen Randsaums in Nordwest-Luxemburg hingegen verlieren solche rein lithostratigraphischen, wegen ihrer Armut an Fossilien kaum durch Leitformen abgesicherten Grenzkriterien ihre praktische Bedeutung. Typische Linguladolomite fehlen in den Profilen nordwestlich des Lias-Plateaus, die Serien des Oberen Muschelkalks sind dort ebenfalls in Dolomit-Fazies ausgebildet. UNSÖLD (1970) wies darauf hin, dass die an wechselhafte Lebensbedingungen anpassungsfähige *Lingula tenuissima* lediglich als Faziesfossil anzusehen sei. In den Tagesaufschlüssen der E-W-Trasse am unmittelbaren Erosionsrand des Öslings konnte er *Lingula tenuissima* in den Schichtenfolgen des gesamten Muschelkalks in weiter stratigraphischer Verbreitung nachweisen. Die auf Lingula-Funden basierende, dort noch weit nach Westen reichende Abtrennung von  $mm_2$ -Schichten auf der geologischen Karte (Blatt Diekirch, LUCIUS 1949; vergl. auch VAN WERVEKE 1887, GOETZ 1914, LUCIUS 1941 u. 1948) wurde aufgegeben.

Nach Süden, zum Blattgebiet hin, tauchen die Serien des Mittleren Muschelkalks rasch unter Schichten der höheren Trias ab. Über der Talsohle anstehender  $mm$  ist stets mit einer Hangschuttdecke aus Blockschutt-Material des Oberen Muschelkalks überlagert und nur aus Bohrprofilen bekannt.

Die Gesteinsansprache in den meist nur überschlägig protokollierten Bohrprofilen aus dem Archiv des Service Géologique erlaubt keine wesentliche stratigraphische Differenzierung. Makrofossilien als Grenzkriterien entfallen, Untersuchungen der Mikrofauna und -flora fehlen bisher. Die stratigraphische Untergliederung beschränkte sich daher auf eine Abtrennung der als «Anhydritgruppe» zusammengefassten, mehr oder weniger versandeten Mergelfolgen des  $mm$  vom überlagernden, geschlossenen Paket von Dolomiten und vereinzelt Sandsteinen und Mergeln, welches dem  $mo$  zugeordnet wurde (Abb. 3). Anteile von  $mm_2$  in den unteren Partien der hangenden Abfolge sind dabei nicht auszuschließen (vergl. auch BINTZ 1968, DITTRICH 1982, SCHRADER 1983).

Im Top des Mittleren ebenso wie in den Basisschichten des Oberen Muschelkalks deuten die selbst auf geringe Distanzen deutlich voneinander abweichenden Gesteinsfolgen auf kleinräumig gegliederte Sedimentations-Bedingungen hin, wie sie im unmittelbaren Uferbereich eines Beckens zu erwarten sind. So schalten sich im oberen  $mm$  der Bohrung Mersch mehrere Meter toniger oder dolomitischer Sandsteine ein, stark mit Gips und Anhydrit durchsetzt. In einer etwa 75 cm mächtigen Schichtpartie belegen Dolomit-Gerölle und Schrägschichtung höhere Strömungsenergie während der Ablagerung. Die unteren  $mm$ -Abfolgen des Merscher Profils entsprechen demgegenüber der Normalfazies innerer Beckenbereiche (BINTZ 1968). Es sind ruhig geschichtete, mergelig-tonige Sedimente eines salinar-lagunären Milieus. Die Sandeinschaltungen

am Top sind wohl als gröberklastische Füllungen einer vom Festland weit in das Beckeninnere reichenden Entwässerungsrinne zu deuten.

Im obersten Teil der Profile bei Colmar fehlen derartige Sandsteinserien. Dort sind ruhig geschichtete Tone bzw. Mergel vorherrschend, nur von wenigen dünnen Dolomitbänken und Sandsteinlagen durchsetzt.

Westlich Colmar treten die Serien des Mittleren Muschelkalks erst im Talkessel bei Vichten, südlich des Wiltgeschaff in einer stark veränderten Gesteinsausbildung wieder zutage. Abbildung 3 stellt das ca. 500 m jenseits der Kartengrenze gelegene, von SCHNEIDERS (in Vorber.) aufgenommene Profil bei Vichten dar. Unterhalb eines dolomitischen Schichtpaketes, das dem Oberen Muschelkalk zuzuordnen ist (vergl. Kap. 1.2.1), stehen dort noch knapp 20 m vorwiegend rotgefärbte, z.T. geröllführende Sandsteine und sandige Tone an. Schrägschichtung, Ton- und Dolomitgerölle belegen hochenergetische Ablagerungsbedingungen, glimmerführende, teilweise bioturbate sandig-tonige Gesteine hingegen relativ ruhige Sedimentation. Der gesamte Schichtverband erinnert kaum noch an die eintönigen Tonmergelfolgen des Ostens, mit seinem verhältnismässig hohen Anteil pelitischen Materials vermittelt er jedoch zwischen der Normalfazies und dem etwa 2 km westlich gelegenen, vorwiegend grobklastisch ausgebildeten Profil der Schankengrieche (vergl. WAGNER 1982).

Schrägschichtungsmessungen bei Vichten (SCHNEIDERS, in Vorber.) deuten auf südostwärts gerichtete Schüttungen, deren geringe Transportkraft sich durch gerundete Tonschieferplättchen in der Sandfraktion und in einer raschen Kornverfeinerung in SE-Richtung niederschlägt. Auf eine Genese im seichten, gelegentlich trockenfallenden Flachwasserbereich deuten schliesslich dünne Lagen stark verwühlter, brekzierter Dolomite. Insgesamt zeichnet sich das Milieu eines seichten, gelegentlich von fluviatilen grobklastischen Schüttungen überdeckten Küstensaumes ab.

### Mächtigkeiten

Mächtigkeitsangaben des Mittleren Muschelkalks stehen nur im Bereich des nordwestlichen Blattgebietes zur Verfügung. Bei Zuhilfenahme von Daten nördlich und nordöstlich der Blattgrenzen (LUCIUS 1948) ergeben sich NNE-SSW-streichende Linien gleicher Mächtigkeit.

Von ca. 70 Metern in der Bohrung Mersch reduzieren sich diese Serien in westnordwestlicher Richtung, bei Colmar-Berg erreichen sie etwa 45 m. Nordwestlich des Blattgebietes, in der Schankengrieche (2,5 km westlich Vichten) werden dem mm bei einer eher willkürlichen Abgrenzung vom Liegenden noch 25 m zugeordnet (WAGNER 1982). Die Zugehörigkeit der gesamten im nordwestlichen Blattgebiet noch über der Talaue anstehenden, ca. 25 m mächtigen Gesteinsfolge (bei «Eiwel», südlich des Wiltgeschaff) zum mm ist demnach relativ sicher.

### Fossilgehalt

In den unteren, den Gipsmergeln entsprechenden Folgen des Mittleren Muschelkalks fehlen schon in der luxemburgischen Normalfazies jegliche Körperfossilien; die oberen, dem Linguladolomit zuzuordnenden Serien enthalten spärliche Reste von *Lingula tenuissima* BRONN, vereinzelte Fischschuppen und Knochenreste (LUCIUS 1948, v. HOYER 1966, UNSÖLD 1970). Ein Profil bei Colmar enthält wenige dünne Lagen von Feinschill.

In der grobkastischen Randfazies sind lediglich Spurenfossilien bekanntgeworden, neben Wühlspuren auch senkrechte, dünne sediment-gefüllte Röhren bis zu 15 Zentimetern Länge, vermutlich Grabbauten von Anneliden. Erst im sandigen Grenzbereich zur hangenden Dolomitabfolge des oberen Muschelkalkes tritt eine Kümmerfauna von *Myophoria* sp., cf. *Nucula* sp., *Lingula tenuissima* BRONN und einzelnen, nicht näher bestimmten Kleingastropoden auf. Möglicherweise herrschten brackische Sedimentationsverhältnisse (SCHNEIDERS, in Vorber.).

### Aufschlüsse

Natürliche Aufschlüsse in den Mergelserien des normal-ausgebildeten Mittleren Muschelkalkes fehlen. Die verwitterungsbeständigeren Sandstein-Mergelfolgen der Randfazies sind im Bereich des Blattgebietes in mehreren Kurzprofilen nur unzusammenhängend erschlossen. Einen besseren Überblick gibt das bereits beschriebene Profil westlich der Blattgrenze:

R 65 525, H 97 285; Wasserriss / nördlich Vichten: (vergl. Abb. 3, Profil I).

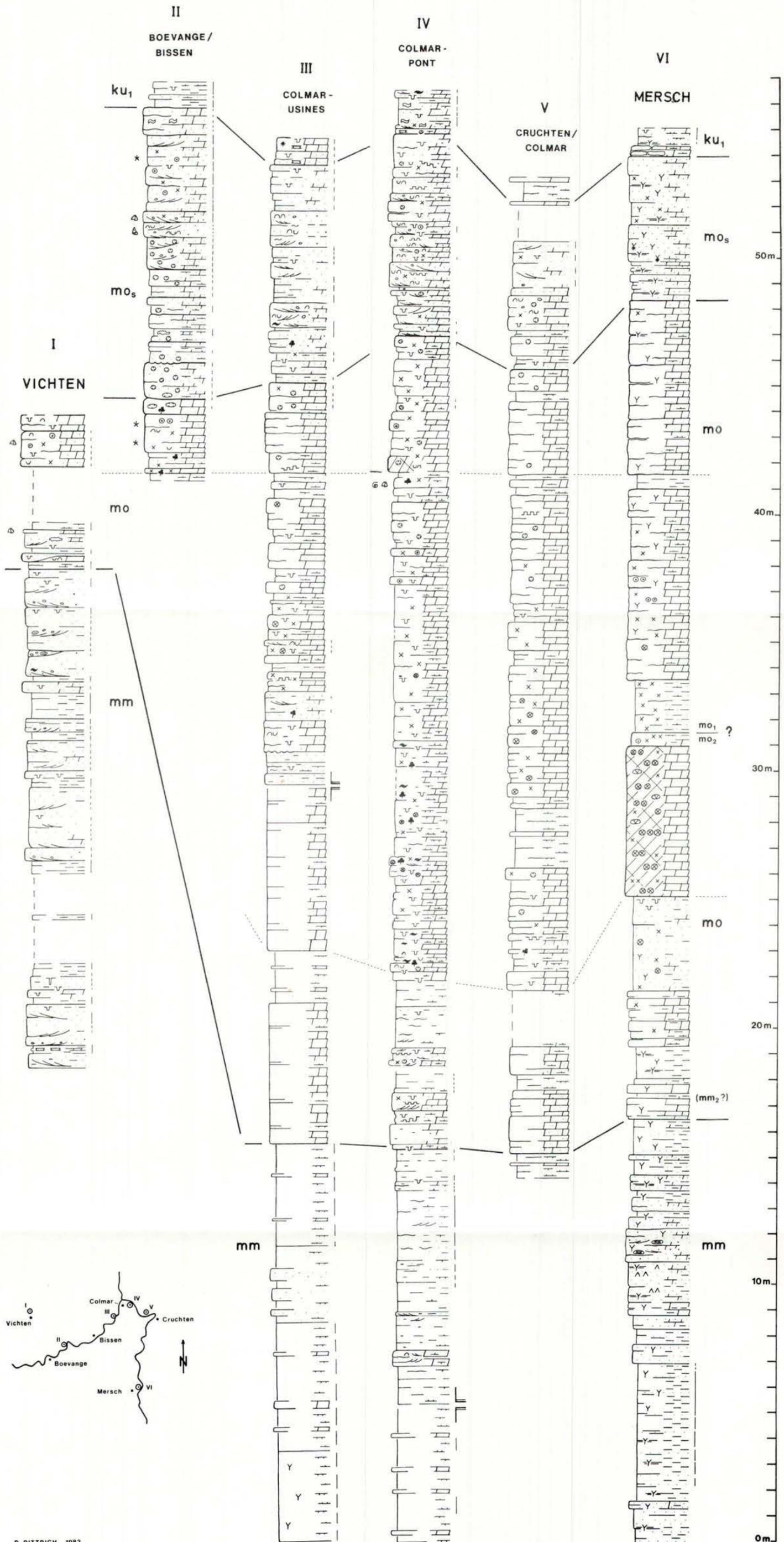
## 1.2. OBERER MUSCHELKALK

### 1.2.1. Trochitenschichten und untere Ceratitenschichten (mo)

Eine meist grobspätige Ausbildung der kompakten, dickbankigen Dolomite und Merkmale mariner Flachwassersedimentation charakterisieren die Trochitenschichten (mo<sub>1</sub>) der luxemburgischen Normalfazies. Sie weisen oolithische und schräggeschichtete Partien auf und führen reichlich Glaukonit sowie Trochiten, Stielglieder von *Encrinus liliiformis* v. SCHLOTHEIM. Die hangenden Ceratitenschichten (mo<sub>2</sub>), Bildungen eines relativ rugigen Ablagerungsraumes, zeichnen sich demgegenüber durch gleichmässig gebankte, oft dünnplattige feinkörnige Dolomite aus. Sie treten in Wechsellagerung mit Tonmergelbänken auf und führen nur selten Glaukonit und Trochiten. Häufige Funde von Ceratiten (im wesentlichen *Ceratites nodosus* (BRUGUIÈRE)) waren massgeblich für die Benennung.

In Annäherung an die westlichen Randbereiche des Beckens vollzieht sich wie im Gebiet der Siercker Schwelle (GITTINGER 1969) ein Fazieswechsel. Trochiten, Glaukonitkörner und oolithische Partien wandern in immer höhere Horizonte des Oberen Muschelkalkes, die dolomitisch-mergelige Wechselfolge des mo<sub>2</sub> weicht einer geschlossenen Abfolge von Dolomiten; petrographische Unterschiede zwischen Trochitenschichten und Ceratitenschichten verwischen sich. Die in der Untersauer- und Moselgegend gut korrelierbare Tonmergelpartie im Grenzbereich mo<sub>1</sub>/mo<sub>2</sub>, die in der Siercker Schwellenregion fehlt, lässt sich in nordwestlicher Richtung etwa bis Reisdorf bzw. Mersch sicher verfolgen (BINTZ 1968, GITTINGER 1969) und verliert sich dann jenseits des Lias-Plateaus.

Eine Abtrennung von Trochitenschichten und Ceratitenschichten nach lithologischen Gesichtspunkten wird hier problematisch. Fossilien sind selten und meist schlecht erhalten. Innerhalb des Blattgebietes, wo nur noch das Profil der südöstlich gelegenen Kernbohrung Mersch eine gesicherte Differenzierung zulässt und die Serien des Oberen Muschelkalks einem



D. DITTRICH 1983

Abb. 3: Profile des Mittleren und Oberen Muschelkalks.  
 [Profile I u. II: nach SCHNEIDERS (in Vorber.) (R 65 525, H 97 285 bzw. R 70 220-340, H 94 540-900); Profil III: Typusprofil der Aufschlüsse Goodyear (R 74 700, H 96 680) u. Gaessmillen (R 74 230, H 96 600), unterer Teil Profil einer Wasserbohrung (R 74 150, H 96 400; Arch. Serv. Géol. Lux.); Profil IV: nach DITTRICH 1982 (R 75 520-710, R 96 750-97 420; Typusprofil nach mehreren Kernbohrungen) Profil V: nach MÜLLER 1982 (R 76 200, H 97 500); Profil VI: Kernbohrung Mersch, nach BINTZ 1968 (R 76 120, H 90 830)]

raschen lateralen Fazieswechsel in ESE-WNW-Richtung unterliegen (Abb. 3), wurde auf eine Untergliederung in  $mo_1$  und  $mo_2$  verzichtet. Hingegen erlaubte die weite Verbreitung einer sandigen Sonderfazies im höheren  $mo_2$  bei gleichbleibender Petrographie deren Abtrennung und separate Darstellung auf der geologischen Karte. Unter der Bezeichnung «Sandige obere Ceratitenschichten» ( $mo_3$ ) wurde sie einem ungegliederten liegenden  $mo$  («Trochitenschichten und untere Ceratitenschichten») gegenübergestellt.

Im Rahmen einer Untersuchung der Trias in der Eifeler-Nord-Süd-Zone schrieb SCHRAEDER (1983) dem Linguladolomit ( $mm_2$ ) eine erste, die vollmarinen Verhältnisse des Oberen Muschelkalkes einleitende Transgression zu. Er rekonstruierte einen sehr flachen, randnahen marinen Sedimentationsraum mit deutlicher Reliefgliederung. Sandige Sedimente des  $mm_2$  führte er auf eine erhöhte Zufuhr festländischer Feinsande zurück - denkbar wäre auch eine Aufarbeitung und Umlagerung küstennaher oder terrestrischer Sandschleier durch das über seine bisherigen Uferlinien vorgeifende Meer-, die Dolomite identifizierte er als Bildungen des Brackwassers. Als Beleg für den fazialen Umschwung vom hypersalinaren, ruhigen Milieu der liegenden Gipsmergel ( $mm_1$ ) zu den höherenergetischen marin-brackischen Bedingungen des Linguladolomites wurde ein markanter Wechsel der Tonmineral-Assoziation angeführt. Während des  $mo_1$  sollte es dann in einem normal-marinen Milieu, dort wo die Süßwasser-Zufuhr vom Festland eine nur untergeordnete Rolle spielte, zur Ablagerung kalkiger Sedimente gekommen sein, welche erst im Verlauf der Spätdiagenese einer Dolomitisierung unterlagen.

Ein ähnlicher Sedimentationsverlauf dokumentiert sich im Profil der Kernbohrungen bei Colmar (Abb. 3, Profil IV). Dort markieren erste Glaukonit-Gehalte, eine einsetzende biogene Durchwühlung des Sedimentes und deutlich gesteigerte Karbonatgehalte den Beginn offen mariner Ablagerungsbedingungen. Auch ein sich damit in charakteristischer Weise änderndes Tonmineralspektrum wurde nachgewiesen (DITTRICH 1982). Die Unterscheidung der brackischen Sedimente des Linguladolomites von den marinen Bildungen der hangenden Trochitenschichten ist nach bisherigem Kenntnisstand jedoch kaum nachzuvollziehen. Detaillierte Mikrofazies-Untersuchungen der Dolomite und eine differenzierte Auswertung der Tonmineral-Spektren stehen noch aus.

Im äussersten Nordwesten des Blattgebietes (Abb. 3, Profil I) wurden erste Einschaltungen von dolomitischen fossilreichen Lagen sowie Auslaugungsresiduen ehemaliger Gipsabscheidungen als Anzeichen einer marinen Transgression gewertet und provisorisch zur Abgrenzung der kontinentalen Bildungen des Mittleren Muschelkalks von den marinen Sedimenten des Oberen Muschelkalks herangezogen. Auf eine Abtrennung von  $mm_2$ -Schichten wurde verzichtet.

Die dem  $mo_1$  zuzuordnende Schichtenfolge weist schon in der Bohrung Mersch eine gegenüber der Moselregion deutlich reduzierte Mächtigkeit von ca. 15 statt 25 Metern auf. Die grobspätige Gesteinsausbildung der Dolomite und die zahlreichen Trochiten erinnern an die Normalfazies. Gips ist feinkristallin im Sediment verteilt, er erscheint als Fasergips und in Form grösserer Konkretionen, wie sie auch aus  $mo$ -Abfolgen an der Mosel bekannt wurden (GITTINGER 1969).

In den stärker der Verwitterung ausgesetzten Profilen bei Colmar fehlt Gips, die Gipsnester sind dort durch Hohlräume ersetzt, die mit Dolomit-Kristallen ausgekleidet sind. Spätige Dolomite kommen nicht mehr vor. Trochiten sind selten, Wühlspuren sind häufig zu beobachten. In Westnordwest-Richtung setzt die rasche Reduktion dieser Serien ein, die marinen Sedimente des

mo<sub>1</sub> verzahnen sich schliesslich mit den kontinentalen Ablagerungen des Ufersaumes (UNSÖLD 1970, WAGNER 1982, SCHNEIDERS, in Vorber.).

Ein hoher Anteil an terrigenem Detritus im stratigraphischen Bereich der Grenzzone mo<sub>1</sub>/mo<sub>2</sub> deutet eine gesteigerte Materialeinschüttung vom nahegelegenen Festland an. Innerhalb des Blattgebietes, in den nordwestlich gelegenen Profilen bei Colmar-Usines (Gaessmillen und Goodyear), schalten sich deutliche Sandanteile ein, es erscheinen schräggeschichtete Partien, eingeschwemmte grosse Muskowit-Schüppchen und Pflanzenreste. Die Dolomit-Profile zwischen Colmar und Cruchten hingegen enthalten bei relativ hohen Silt-Ton-Gehalten auch Schill-Horizonte, tonig-mergelige Intraklasten und vereinzelte brekziierte Lagen und dokumentieren zeitweise erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten und Verflachung des Ablagerungsraumes. Die in der Uferregion reich gegliederte Beckenmorphologie bewirkte dabei die unterschiedliche Ausbildung benachbarter Profile.

Im Inneren des Beckenraumes (vergl. auch Profil der Bohrung Mersch Abb. 3) schliesslich äusserte sich diese kurzfristige Änderung des Sedimentationsregimes nur noch in der verstärkten Anlieferung feiner Tontrübe und in einer Häufung von Glaukonit. So fällt diese Schichtpartie des Grenzbereichs mo<sub>1</sub>/mo<sub>2</sub> in der Normalfazies an Mosel und Untersauer als relativ mächtige und stark glaukonit-haltige Tonmerkelbank in den Dolomit-Steilwänden des Oberen Muschelkalks sofort ins Auge.

In den hangenden, den Ceratitenschichten gleichzusetzenden Dolomitfolgen des Blattgebietes sind nur sehr geringe Anteile klastischen Materials nachzuweisen. Die Karbonatgehalte schwanken um 80%. Hinweise auf stärkere Wasserbewegung fehlen. In der Bohrung Mersch erscheinen relativ einförmige Dolomite, durchsetzt mit Glaukonit und feinkristallinem Gips. Einzelne Schichtpartien sind oolithisch ausgebildet.

Bei Mikrofazies-Untersuchungen in den Serien des höheren mo bei Colmar konnte SCHRADER (1983) einen wiederholten Wechsel zwischen onkoid-, z.T. auch ooidführenden Dolomiten und homogenen Dolomit-Mikriten nachweisen. Er ordnete diesen Gesteinen einen sehr flachen, marinen Ablagerungsraum ohne nennenswerte Welleneinwirkung zu. Dolomitdrusen sind wohl auch hier auf ehemalige Gipsnester zurückzuführen.

In weitgehend unveränderter Fazies greifen diese Dolomite des höheren mo weit nach Westen hin über (Abb. 3). Als geringmächtiges Paket sogenannter «Nodosusdolomite» (UNSÖLD 1970, WAGNER 1982) bilden sie in der grobklastisch ausgebildeten Randfazies der Trias einen sich petrographisch deutlich absetzenden und durch Fossilfunde sicher einzustufenden Leithorizont (vergl. auch SCHNEIDERS, in Vorber.).

Als weit durchhaltender Horizont erwies sich eine etwa 60-80 cm mächtige, charakteristisch gefärbte dolomitische Zone, deren helle Grundfarbe von rötlichen, braunen und grünen Farbtönen überlagert wird. Neben vereinzelten Bruchschill-Lagen fanden sich in diesen drusigen glaukonitführenden Dolomiten auch gut erhaltene Muschelreste. Das fleckige buntgeflamnte Aussehen führt SCHNEIDERS (in Vorber.) auf schlierig in der Dolomitmatrix verteilte terrigene Tonanteile zurück. Der vertikale Abstand dieses Horizontes zur lithofaziellen Grenze des mo<sub>2</sub> schwankt zwischen 0 und 2,3 Metern, je nach Ausmass der rinnenförmigen Einschnidung der

hängenden Sandsteinserien. Nördlich des Blattgebietes konnten solche bunt-marmorierten, fossilführenden Dolomite im Liegenden des  $mo_3$  von Bettendorf im Osten bis Mertzig im Westen verfolgt werden (LUCIUS 1941 u. 1948, UNSÖLD 1970). Auf der Höhe des Blattgebietes ist diese bunte dolomitische Leitzone zwischen Essingen und dem oberen Schwarzbaachtal («Jofferbur») gut durchverfolgen und verliert sich dann nach Westen und Nordwesten in einer Abfolge überwiegend rötlicher dolomitischer Siltsteine oder siltig-toniger Dolomite, meist glaukonitführend, bioturbat und reich an Muschelresten.

Eine massgebliche Rolle bei der Gestaltung des heutigen Erscheinungsbildes der  $mo$ -Dolomite spielte die Drucklösung. Begünstigt durch den Tongehalt der Dolomite konnten als Reaktion auf vertikale Druckbeanspruchung durch Auflast grössere Mengen Karbonat im Kontakt zu Tonmineralen gelöst und mit der Porenlösung abgeführt werden. Es resultierten wulstig-unebene, mit residualen Tonlagen bedeckte sekundäre Bankungsflächen. Ursprünglich im Karbonat feinverteilter Glaukonit sammelte sich dabei an. Wo Drucklösungsvorgänge über längere Zeit wirksam blieben, die Zirkulation der Porenlösung also nicht durch Tonresiduen behindert war, bildeten sich stark skulpturierte Stylolithen-Säume.

### Mächtigkeiten

Die geringe Anzahl vollständiger Profile (Abb. 3) und die nur selten erfasste Grenze zum liegenden Mittleren Muschelkalk lassen eingehende Angaben über die Mächtigkeitsentwicklung des  $mo$  nicht zu. Fazielle Vergleiche erlauben jedoch eine vage Rekonstruktion etwa NNE-SSW-verlaufender isopischer Linien (Linien gleicher Fazies) und legen den Schluss auf eine entsprechende Orientierung der Isopachen (Linien gleicher Mächtigkeit) nahe (vergl. auch LUCIUS 1941). Auffällig ist die auf 6,5 km N-S-Distanz nahezu konstante Mächtigkeit von ca. 31 m zwischen Mersch und Colmar. Mit etwa 7 Metern am nordwestlichen Kartenrand ist die minimale Mächtigkeit innerhalb des Blattgebietes erreicht.

### Fossilgehalt

Im Bereich des Blattgebietes konnten in den Serien des  $mo$  keine biostratigraphisch näher auszuweisenden Ceratiten aufgefunden werden. DITTRICH (1982) beschrieb ein gemeinsam mit der Muschel *Myophoria elegans* DUNKER auftretendes Exemplar von *Ceratites* sp. aus einem Bohrkern von Colmar, etwa 5,5 Meter unterhalb der lithostratigraphischen Grenze zum  $mo_3$  (Abb. 3). Bei Vichten fand sich ein Bruchstück von *Germanonautilus bidorsatus* (v. SCHLOTHEIM) (SCHNEIDERS, in Vorber.).

Aus der bunten dolomitischen Leitzone wurden im Rouschtbaachtal bei Essingen mehrere Exemplare von *Pecten laevigatus* v. SCHLOTHEIM, *Myophoria* sp. und *Mytilus* cf. *eduliformis* v. SCHLOTHEIM geborgen.

Eine Aufstellung der bis zum Jahre 1948 im gesamten luxemburger Gutland bekanntgewordenen Fossilien des Oberen Muschelkalks gibt LUCIUS (1948, S. 84f.).

H. SCHNEIDERS stellte eine Fundliste der fossilreichen Serien des stark reduzierten  $mo$ -Paketes im nordwestlichen Randbereich von Blatt Mersch zusammen (vergl. SCHNEIDERS, in

Vorber.). Die Fauna entspricht weitestgehend der der Normalfazies. Nach Arten- und Individuenzahl dominieren die Muscheln. Es sind Arten von *Myophoria*, *Gervillia*, *Pecten* und *Mytilus*. An Schnecken liessen sich Arten von *Laxonema*, *Omphaloptycha* (?) und *Neritaria* nachweisen. Die Brachiopodenart *Lingula tenuissima* BRONN ist auf die sandige Basis des mo beschränkt, *Coe-nothyris (Terebratula) vulgaris* v. SCHLOTHEIM erscheint in den sandigen Serien des Grenzbe-reiches mo/mo<sub>2</sub>, die deswegen gelegentlich auch als «Terebratelbänke» bezeichnet wurden (LUCIUS 1948).

Trochiten sind selten, rhizocorallide Spreitenbauten erscheinen recht häufig. In den recht groben Sandsteinen an der Basis des mo treten gelegentlich schlecht erhaltene, nicht näher be-stimmte Knochenreste auf. Im Dünnschliff waren meist von Seeigeln stammende Echinoder-menreste, Ostracodenschalen, Fischzähne- und Schuppen sowie monaxone Kieselschwammna-deln als biogene Komponenten der mo-Dolomite nachzuweisen (SCHNEIDERS, in Vorber.).

### Aufschlüsse

- R 76 200, H 97 500; Schlucht des Kaalbaachs / östlich Colmar: mächtige Dolomit-Abfolge des mo nahezu vollständig erschlossen; im mittleren Teil zahlreiche Trochiten (vergl. auch Abb. 3, Profil V).
- R 76 500 - 77 200, H 97 100 - 500; Schlucht des Metschbaachs / nordwestlich Cruchten; unzusammenhän-gend erschlossene mo-Abfolge; unten relativ sandige Dolomite mit Pflanzenresten, im mittleren Teil mehrere brekziierte Dolomitlagen.
- R 76 030, H 94 000; Bachbett des Rouschtbaachs / Essingen: Schichteinfallen und Gefälle des Bachlaufes etwa gleich, daher weite Anschnitte gleicher Schichtpar-tien im Grenzbereich mo/mo<sub>2</sub>; bunte dolomitische Leitzone sehr reich an vollständig erhaltenen Muscheln.
- R 76 450, H 94 150; N. 9 / Essingen: oberhalb eines Rastplatzes mehrere Meter des Grenzbe-reichs mo/mo<sub>2</sub> erschlossen; bunte dolomitische Leitzone mit Schill und Muschelresten.
- R 74 700, H 96 680; Betriebsgelände der Fa. Goodyear / Colmar-Usines: in der Hochscholle einer den Aufschluss querenden Verwerfung ca. 15 m mo durchgehend erschlossen; im unteren Teil einzelne glimmerführende Sand- und Silt-steinbänke, im mittleren Teil seltene Trochiten.
- R 74 230, H 96 600; Gaessmilen / Colmar-Usines: in altem Steinbruch an N. 22 ca. 14 m Dolomite und vereinzelte Mergel des mo; im unteren Teil gelbliche schräggeschichtete, schwach siltige Partien mit reichlich Pflanzenresten.
- R 71 800, H 98 100; Schwarzknappe / westlich Colmar-Berg (nördlich des Kartenrandes): im kleinen Steinbruch ca. 1 m bunte dolomitische Siltsteine des mo; zahlreiche Drusen, Glaukonit, Bioturbation.
- R 71 870, H 98 050; Bachbett des Schwarzbaachs / westlich Colmar-Berg (nördlich des Kartenrandes): ca. 1,5 m mittlerer mo; untere Dolomite bereits stärker mergelig, z.T. bioturbat mit Pflanzenresten und Muscheln.
- R 72 150, H 97 950; Bachbett des Schwarzbaachs / westlich Colmar-Berg: verrutschte Schollen von unterem mo; grünliche, stark glimmerführende Dolomite mit hohem Silt- und Tongehalten, z.T. feinsandig, oft fein horizontal-

geschichtet; vereinzelt Bioturbation, Grabgänge, Muschelreste, Glaukonit, reichlich Pflanzenreste.

R 65 525, H 97 285; Wasserriss / nördlich Vichten: stark reduzierte, im unteren Teil versandete mo-Abfolge; Schill-Lagen, Muschelreste, vereinzelte Dolomit-Knauern (vergl. Abb. 3, Profil I).

### 1.2.2. Sandige obere Ceratitenschichten (mo<sub>5</sub>)

Bis zu 11 m mächtige Abfolgen dolomitischer Sandsteine und sandiger Dolomite schliessen in den Übertageprofilen des Blattgebietes die Steinwände des Oberen Muschelkalks nach oben hin ab. Mehrere Fossilfunde (u.a. *Ceratites nodosus* (BRUGUIÈRE)) am unmittelbaren Südrand des Öslings belegen die biostratigraphische Einstufung dieser sandigen Sonderfazies in die oberen Ceratitenschichten (LUCIUS 1948, UNSÖLD 1970). Im Gebiet der mittleren Sauer verzahnt sie sich mit den Dolomiten und Mergeln der «Grenzschichten», den zeitgleichen Bildungen der Normalfazies des inneren Beckenraumes (HURLER 1968, KÖHLE 1969, vergl. auch Legende der geol. Blätter Beaufort, Nr. 6, und Echternach, Nr. 9). Ein solcher Fazieswechsel lässt sich im Bereich des Blattgebietes nicht nachvollziehen. Schon das Profil der Kernbohrung Mersch zeigt sich eine Versandung der oberen Ceratitenschichten. Gegen Südosten werden die Serien des mo<sub>5</sub> von Keuper- und Lias-Schichten überlagert, zur Normalfazies Südost-Luxemburgs überleitende Profile sind nicht bekannt.

Unter den Lokalbezeichnungen «Gilsdorfer Sandstein» und «Mertziger Haustein» bildeten die harten dolomitisch verkitteten Sandsteine des mo<sub>5</sub> noch vor einiger Zeit ein geschätztes Baumaterial. Der Dolomitgehalt und damit die Verbandfestigkeit schwanken stark. Neben mächtigen, sehr harten Bänken treten dünnplattige, eben geschichtete Partien und solche mit einer ausgeprägten Schrägschichtung auf. Die Korngrösse variiert erheblich. Es zeigen sich vereinzelte bis zu 2,5 cm durchmessende, gut gerundete Gerölle von Quarz oder dunkelgrünem Quarzit, vereinzelte Ooide Rippelmarken, Schill-Lagen oder sogar lockere, durch grobe Schill-Anhäufungen gebildete Brekzien.

Der gesamte Schichtverband dokumentiert eine Entstehung im stark bewegten, strandnahen Flachwasserbereich. Glaukonitkörner - in Stylolithen-Säumen oft stark angereichert - und Ceratiten belegen die Genese unter marinen Bedingungen; Gerölle, Muschelpflaster, eingeschwemmte Pflanzenreste und Schwermineraleisen (nordwestlich des Blattgebietes bei Reimberg, vergl. UNSÖLD 1970) deuten zugleich die unmittelbare Nähe des Festlandes an.

Bei der Kartierung bilden die Serien des mo<sub>5</sub> einen guten Leithorizont. Im Verwitterungsbild zeigen sich stark skulpturierte Oberflächen und - gegenüber der ursprünglich gelblich-grünen oder -grauen Gesteinsfarbe - schwärzlich-graue Farbtöne. In Anschnitten von Steinbrüchen und Wegböschungen sind wegen einer gut ausgeprägten Klüftung meist glatte Abbruchwände ausgebildet, gelegentlich durch ausgewaschenes Tonmaterial der hangenden Bunten Mergel (ku<sub>1</sub>) rot eingefärbt.

Der unmittelbare Grenzbereich zwischen den Dolomiten des Liegenden und den sandigen Serien des mo<sub>5</sub> ist sehr wechselhaft ausgebildet. Rinnenförmige Erosionsdiskordanzen mit grossräumigen Schrägschichtungseinheiten (bei Essingen) wechseln mit relativ ebenen Auflagerungsflächen (bei Colmar); schwankende vertikale Abstände dieser Grenze zum Bezugshorizont der

bunten Leitzone des Oberen Muschelkalkes (vergl. Kap. 1.2.1.) belegen ebenfalls eine diskordante Auflagerung.

Gleichmässig parallel geschichtete, rötliche Feinsandsteine von wenigen Dezimetern Mächtigkeit leiten häufig die Sandsteinformen des  $m_0$  ein und erlauben eine gesicherte Abgrenzung zum Liegenden.

Eine Besonderheit des petrographischen Überganges  $m_0/m_0$  wurde in Bohrkern-Profilen der Colmarer Region angetroffen (Abb. 3): Dort beginnen die klastischen Folgen der Sandigen oberen Ceratitenschichten mit mehreren, nur wenige Dezimeter umfassenden Sedimentationszyklen (2 - 4 Einzelzyklen, je nach Position des Bohrpunktes). Sie zeigen jeweils die Abfolge eines schräggeschichteten, oft rotgefärbten Feinsandsteins zu zunehmend dolomitischen, hellen glaukonitführenden Gesteinen. Ähnliche, wenn auch weniger deutlich ausgeprägte Zyklen zeigen sich in einem Profil zwischen Bissen und Boevange (Abb. 3). Abrupt einsetzende Vorschüttungen terrestrischen Rotsedimentes in das Becken wechseln mit allmählich zunehmender Karbonatfällung unter marinen Bedingungen. Das erste Einsetzen stark sandiger Gesteine entspricht somit - als Beginn der überwiegend klastischen Sedimentation der obersten Ceratitenschichten - der lithostratigraphischen Grenze  $m_0/m_0$ .

Die Schüttung terrigener Quarzsande reicht bis in das relativ weit beckenwärts (ca. 6 km südsüdöstlich Colmar-Usines) gelegene Profil der Kernbohrung Mersch. Mit einer 1,5 m mächtigen, feinen Wechsellagerung sandiger und dolomitischer Lagen setzen dort ruhig gebankte dolomitische Sandsteine des  $m_0$  ein. Bei durchgehend grauen Farbtönen werden Gefügemerkmale zu einem augenfälligen Unterscheidungskriterium. So heben sich die hangenden Sandsteine - auch schon die Schichtpartie der genannten Wechsellagerung - deutlich von den wulstig gebankten Dolomiten des liegenden Oberen Muschelkalkes (vergl. Kap. 1.2.1.) ab. Schräggeschichtete Partien, Schillreste und Gerölle sind im Protokoll der Bohrung (J. BINTZ u. A. HARY, in BINTZ 1968) nicht verzeichnet. Bemerkenswert ist die durchgehende Vergipsung im dortigen Profil in Form kleiner, mm-grosser Knoten, als Fasergips auf Klüften und schliesslich als isolierte Einzelkristalle innerhalb der Sandsteinmasse.

Der Gips-Gehalt ist wohl weniger als primäre, syndimentäre Erscheinung, als vielmehr als das Resultat einer späteren Durchtränkung des Sandkörpers mit hochkonzentrierten Lösungen anzusehen, die im Verlauf der Frühdiagenese - in der geographischen Position des oberen Strandbereiches - zu einer Imprägnation des Sedimentes mit Gips und anderen evaporitischen Salzen führte (vergl. auch DITTRICH 1982).

In zahlreichen Profilen des Blattgebietes deuten brekziierte, relativ reine und sehr feinkörnige Dolomite, vereinzelte Aufarbeitungsphänomene und Dolomitkrusten im unmittelbaren Übergangsbereich zum hangenden Keuper auf eine gewisse Verflachung bzw. Verlandung des Sedimentationsraumes hin (vergl. Kap. 2.1.1). Paläontologische Untersuchungen belegen darüberhinaus die biostratigraphische Lückenhaftigkeit des Grenzbereichs Muschelkalk / Keuper: So fehlen im nordwestlichen luxemburger Gutland Ablagerungen, die den (oberhalb der *nodosus*-Schichten gelegenen) *semipartitus*-Schichten der germanischen Normalfazies entsprechen (LUCIUS 1948, GITTINGER 1969, UNSÖLD 1970).

### Mächtigkeiten

Die grössten Mächtigkeiten der Sandigen oberen Ceratitenschichten im Blattgebiet ordnen sich entlang einer NE-SW-streichenden, parallel bzw. etwas südlich des Attert-Tales verlaufenden

den Linie an. Die Werte schwanken dort im wesentlichen zwischen 7 und 8 Metern. Eine Bohrung südlich Colmar-Pont durchteufte laut überschlägigem Protokoll (Archiv Serv. Géol. Lux.) etwa 10,5 m mächtige «Gilsdorfer Sandsteine», ein Profil zwischen Bissen und Boevange (Abb. 3, Profil II) weist nach einer gegenüber den Kartier-Ergebnissen von H. SCHNEIDERS aktualisierten stratigraphischen Einstufung sogar mehr als 11 m mächtige dolomitische Sandsteine des mo<sub>3</sub> auf.

Mit grösserer Distanz zu der genannten Linie reduzieren sich die Mächtigkeiten auf ca. 5 - 6 m im Nordwesten des Blattgebietes bzw. auf 5,5 östlich von Essingen und in der Bohrung Mersch.

### Fossilgehalt

Bei Vichten, am nordwestlichen Blattrand, fand UNSÖLD (1970) an der Basis der Sandigen oberen Caratitenschichten ein Exemplar von *Ceratites (Progonoceras) armatus* cf. *armatus* PHILIPPI. Anhand dieses Fundes ordnete er den Meeresvorstoss des Oberen Muschelkalks auf das nordwestliche gallo-ardennische Festland dem zeitlichen Grenzbereich untere/obere Teil der *nodosus*-Zone» (UNSÖLD 1970, S. 46).

In einer ebengeschichteten rötlichen Sandlage des unteren mo<sub>3</sub> westlich Colmar fand sich ein einzelnes Exemplar von *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTHEIM. Am Nordwestrand des Blattgebietes enthalten die Sandsteine, des mo<sub>3</sub> häufig ausgedehnte Muschel-Pflaster. Ein detaillierte Beschreibung der Fossilfunde in diesen Serien gibt SCHNEIDERS (in Vorber.). So treten neue zahlreichen Arten der Gattung *Myophoria* auch Formen von *Gervillia*, *Pleuromya*, *Pecten*, *Nucula* und *Lima* auf, darüberhinaus die Schnecke cf. *Omphaloptycha gregaria* v. SCHLOTHEIM und - an der Basis des mo<sub>3</sub> - die Brachiopodenart *Coenothyries (Terebratula) vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) vergl. auch Kap. 1.2.1.

### Aufschlüsse

Die genannten Lokalitäten sind nur eine Auswahl. In Hangkanten entlang der Täler und in Wasserrissen finden sich zahlreiche weitere Aufschlüsse.

- R 76 470, H 94 020; N. 9 / Essingen: vollständige mo<sub>3</sub>-Abfolge und ku-Auflagerung in grossem aufgegebenem Steinbruch und angrenzendem Wasserriss, rinnenförmige Erosionsdiskordanz zum Liegenden, unten bunte dolomitische Leitzone des mo.
- R 76 800, H 94 830; Wasserriss zwischen Essingen und Cruchten: mo<sub>3</sub>-Abfolge ± vollständig erschlossen, im Liegenden mehrere Meter drusenführende Dolomite des mo.
- R 77 030, H 96 680; Wasserriss beim Schlaederhaff / Cruchten: obere Meter des mo<sub>3</sub> und Auflagerung des ku.
- R 74 840, H 97 160; Lieseberg / Colmar: in altem Steinbruch gut erschlossener Grenzbereich mo/mo<sub>3</sub> mit Sedimentationszyklen, darüber Schillbrekzien.
- R 74 510, H 96 260; Parkplatz der Fa. Goodyear / Colmar-Usines: erweiterter Grenzbereich mo/mo<sub>3</sub> gut erschlossen, vereinzelte Pflanzenreste.

- R 74 230, H 96 600; Gaessmillen / Colmar-Usines: mehrere Meter charakteristische  $mo_3$  Gesteine oberhalb alten Steinbruchs (kleiner Fusspfad!), typische Verwitterung.
- R 73 280, H 96 020; Mündung eines Wasserrisses / Bissen-Moulin: massiger dolomitischer Sandstein des  $mo_3$  in Bausteinqualität.
- R 73 080, H 97 040; Schwaarzbaachtal / westlich Colmar: in kleinem Steinbruch Grenzbe-  
reich  $mo/mo_3$  sehr gut erschlossen; vereinzelt Rippelmarken.
- R 70 350, H 94 700; Bachriss unterhalb N. 22 / zwischen Boevange und Bissen (Abb. 3, Pro-  
fil I): im unteren Teil stark mit Dolomit-Drusen durchsetzte  $mo_3$ -  
Abfolge im mittleren Teil Muschel- und Schneckenreste, vereinzelt  
Ooide in Grundmasse, am Top Dolomitkrusten.

## 2. Keuper

### 2.1. UNTERER KEUPER

Die terrestrischen und brackisch-marinen Bildungen des Lettenkohlenkeupers - die «Basis-  
schichten» ( $ku_{1\infty}$ ) der luxemburgischen Normalfazies - fehlen im Blattgebiet. In Annäherung an  
die Ardennen keilen sie bei Reisdorf/Sauer (Blatt Beaufort) allmählich aus, ihr Hauptverbrei-  
tungsgebiet zieht sich entlang einer NE-SW-verlaufenden Zone weit östlich der Blattgrenzen vor-  
bei (HURLER 1968, GITTINGER 1969). Nordwestlich des Lias-Plateaus herrschten demgegen-  
über flach-marine Sedimentationsbedingungen, erst nordwestlich von Vichten schalten sich als  
klastische Einschüttungen vom nordwestlich gelegenen Festland Sandsteine in die obersten Mer-  
gelfolgen des  $ku_1$  ein. Zwischen den sandigen Serien des inneren Beckenraumes und diesen rand-  
lichen Bildungen besteht keine Fazies-Verbindung; das nordwestliche Hinterland scheidet somit  
als Liefergebiet für den Lettenkohlenkeuper der Normalfazies aus (vergl. auch WURSTER  
1964).

#### 2.1.1. Bunte Mergel ( $ku_1$ )

Die Bunten Mergel sind am Südrand des Öslings über weite Strecken relativ gleichmässig  
ausgebildet. Es handelt sich um düster-bunte, rötlich-violette und grüne dolomitische Mergel im  
Wechsel mit Dolomitbänken und vereinzelt dünnen Sandsteinlagen. Die Liegendgrenze der  
nur selten erschlossenen, wenig verwitterungsbeständigen Serien lässt sich anhand von morpho-  
logischen Hinweisen und des charakteristischen Farb-Umschlages im Gelände gut fassen. Ober-  
halb der Steilwände des Oberen Muschelkalkes bilden sie eine deutliche Verflachung mit schwe-  
ren rötlichen, wasserstauenden Böden (vergl. auch Teiche im oberen Schwaarzbaach-Tal).

Im Bohrkern zeigt sich eine Vielzahl interessanter Gefügemerkmale (Abb. 4, Tafel 1):  
Neben einer intensiven biogenen Verwühlung des Sedimentes mit Spreitenbauten und senkrech-  
ten Grabgängen zeigen sich eine (evtl. auf Gezeitenschichtung hinweisende?) Feinschichtung im  
mm-Bereich, flaser- bzw. fein schräggeschichtete Partien, zahlreiche Erosionsflächen, Aufarbei-  
tungshorizonte und mehrere Lagen brekzierter Dolomite. Die einzelnen Dolomitbänke sind  
häufig bunt geflammt und fleckig, teilweise auch fein geädert oder dicht und von grauweisser  
Farbe.

Entlang des Alzette-Tales spielen Dolomit-Einschaltungen in den Serien des  $ku_1$  noch eine wesentliche Rolle. Glaukonit und vereinzelte Spurenfossilien (siehe Abschnitt Fossilgehalt) belegen flachmarine Bildungsbedingungen. Vereinzelte kleine, z.T. mit Dolomit-Kristallbeschlügen ausgekleidete Hohlräume in den Dolomiten sind wohl ebenso wie grössere Dolomit- oder Kalzit-Knauern in den Mergeln einer spätdiagenetischen Auslaugung primärer Gipsknollen zuzuschreiben.

Gegen Nordwesten schalten sich vermehrt rote mergelige, teilweise sandige Abfolgen ein. In ihnen häufen sich Dolomitkonkretionen und -drusen von Stecknadelkopf- bis Faustgrösse, die dann etwa nordwestlich der Linie Bissen-Colmar das gesamte Erscheinungsbild des Unteren Keupers prägen.

Es dokumentiert sich das Milieu einer ausgedehnten, reich belebten Küstenplattform mit äusserst flachem, schwach übersalzenem Wasser. Im Inter- bzw. Supratidalbereich kam es unter extremen Eindampfungsbedingungen zur Bildung von Gipsnestern bzw. kleinen Anhydrit-Knoten im noch weichen Sediment des Strandkörpers (DITTRICH 1982). Die Anhydrit-Knötchen konzentrierten sich dabei bevorzugt in den zuvor durch Bioturbation gebildeten Inhomogenitäts-Bereichen (Abb. 6, Tafel 1). Die oberen Partien unterlagernder Serien, die Sandfolgen der Sandigen oberen Ceratitenschichten, wurden dabei ebenfalls von einer solchen Evaporit-Imprägnation betroffen. Im Rahmen spätdiagenetischer Austauschreaktionen wurden die primären Anhydrit-, Gips- und Magnesit-Gehalte des Gesteins (siehe dazu auch Kap. 2.2.1) schliesslich durch Dolomit oder Kalzit ersetzt oder gänzlich ausgelaugt.

### Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der Bunten Mergel schwanken im Bereich des Blattgebietes nur wenig. Zwischen dem  $mo_3$  im Liegenden und der als Grenze zum Grenzdolomit angenommen, horizontbeständigen Dolomitbank (Abb. 5) im Hangenden ergeben sich im allgemeinen Werte zwischen 4 und 5,5 Metern. In den nordwestlich gelegenen Klouschtergrieche erreichen die Bunten Mergel knapp 6 m Mächtigkeit.

### Fossilgehalt

Im Tal des Rouschtbaachs bei Essingen fand sich eine einzelne, zweifellos den Bunten Mergeln zugehörige Platte eines dichten reinen Dolomites mit einem 13 m langen und 4 m breiten U-förmigen Spreitenbau von *Rhizocorallium*. Auch GITTINGER (1969) erwähnte *Rhizocorallium* aus einem Wasserriss zwischen Essingen und Cruchten. Darüberhinaus sind - abgesehen von seltenen Pflanzenresten - aus der Randfazies der Bunten Mergel im Blattgebiet keine weiteren Fossilfunde bekannt geworden.

### Aufschlüsse

R 76 000, H 96 550; Wasserriss am Schlaederberg / zw. Colmar und Cruchten: vollständiger  $ku_1$  (4,5 m), Mergel stark bioturbat, z.T. sandig; zahlreiche Dolomitbänke.

- R 77 050, H 96 750; Wasserriss beim Schlaederhaff/Cruchten (vergl. Profil V, Abb. 5): ca. 3,5 m mächtiger, vollständiger  $ku_1$ , Abfolge stark dolomitisch.
- R 75 380, H 94 050; Tal des Rouschtbaachs / Essingen: ca. 4 m  $ku_1$  über  $mo_3$ , Evaporit-Imprägnation des Liegenden, am Top markante Dolomitbank: hell, grünlich, siltig mit brekzierten Lagen reinen Dolomites.
- R 75 480, H 93 950; Burebiert / Essingen: alter (teilweise verschütteter) Steinbruch, Grenzbereich  $mo_3/ku_1$ , Evaporit-Imprägnation des Liegenden, vorherrschend stark bioturbate, mergelig-sandige Dolomite.
- R 76 480, H 93 950; Wasserriss beim Helbacherhaff / Essingen:  $ku_1$ -Serien unzusammenhängend erschlossen.
- R 73 880, H 96 050; Strassenanschnitt beim Lellerhaff / zwischen Colmar und Bissen: Grenzbereich  $ku_1/ku_2$ , Abfolge stark dolomitisch.
- R 70 330, H 94 750; Bachriss an N. 22 / zwischen Bissen und Boevange: sandig-mergelige Serien des  $ku_1$  und Grenzbereich zum  $ku_2$  (vergl. Profil I, Abb. 5), Dolomit-Knauern.
- R 68 540, H 94 730; Wasserriss / nördliche Boevange: ± vollständig erschlossene  $ku_1$ -Abfolge (ca. 5 m), vereinzelte Dolomit-Knauern in dunkelroten Tonmergeln.
- R 69 000, H 95 700; Klouschtergriecht / nördlich Boevange: mächtige, vorwiegend tonig-mergelige  $ku_1$ -Abfolge (ca. 6 m) unzusammenhängend erschlossen, Dolomit-Drusen und -Knauern.

### 2.1.2. Grenzdolomit ( $ku_2$ )

In Annäherung an die nordwestlichen Randbereiche vollzieht sich die schrittweise Fazies-Änderung des Grenzdolomits. In der luxemburgischen Normalfazies umfasst er noch eine lokkere Wechselfolge gelbgrauer plattiger Dolomite und Tonmergel mit vereinzelt Sandsteinen; Schillbänke mit Schalenresten von *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI sind kennzeichnend. Nordwestlich des Lias-Plateaus, etwa jenseits der Linie Ingeldorf (nördlich des Blattgebietes)-Cruchten-Moesdorf, erscheinen in dieser stratigraphischen Position schliesslich bunte kavernoöse Dolomite und dolomitische Sandsteine, in älteren Kartenwerken mit der Fazies-Bezeichnung «Zellendolomit» belegt (LUCIUS 1941 u. 1948). Es sind dies «badeschwamm-artig» aussehende Dolomite (UNSÖLD 1970, S. 47) und helle, z.T. buntgefärbte dichte Dolomite mit zahlreichen, 1 bis 10 cm messenden Dolomitdrusen, aber auch drusenführende Gesteine, deren Grundmasse grünlicher, rötlicher oder violetter Sandstein bildet.

Die Petrographie dieses Schichtverbandes variiert stark. Oft lässt sich schon im Dezimeter-Bereich der unvermittelte Übergang von stark drusenführendem bunten Dolomit zu grünem Sandstein beobachten. Auch wechseln auf kurze Entfernungen massige Dolomite mit sandigen oder mergeligen Gesteinsfolgen.

Im Blattgebiet zeigt sich eine Vielzahl abweichender Profile des Grenzdolomits. Schillhorizonte fehlen.

Im äussersten Nordwesten, etwa jenseits der Ortschaft Bissen, bilden die oben geschilderten Dolomite einen guten Leithorizont bei der Kartierung (Abb. 5, Profil I).

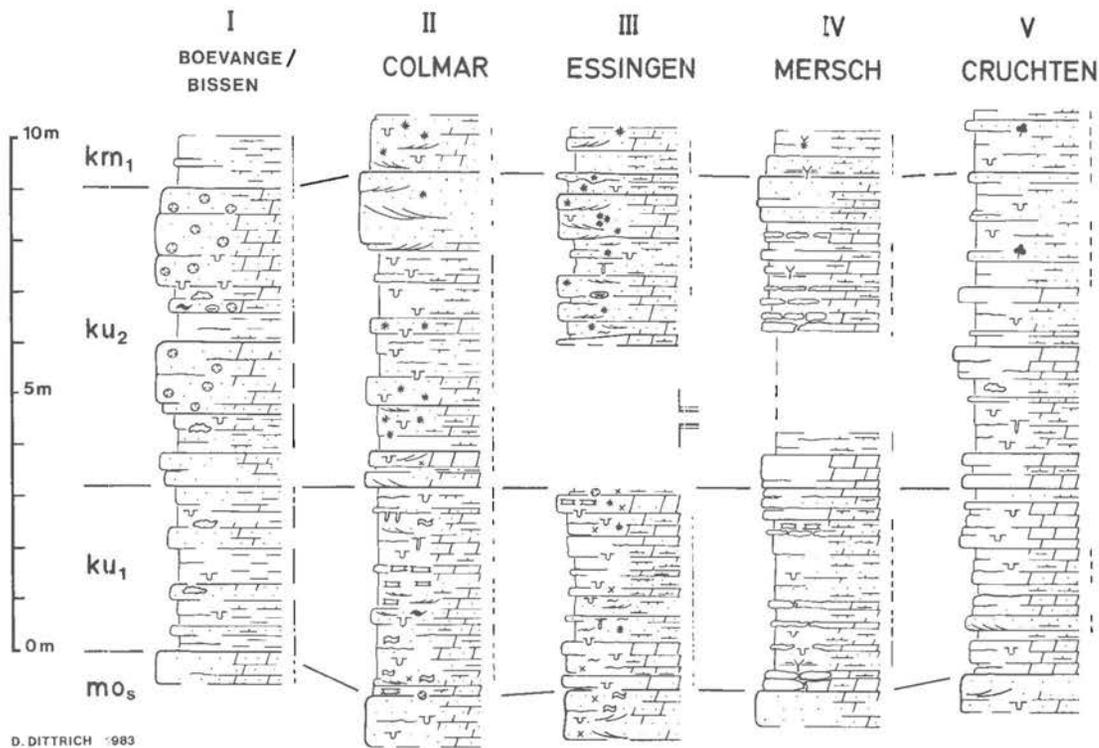
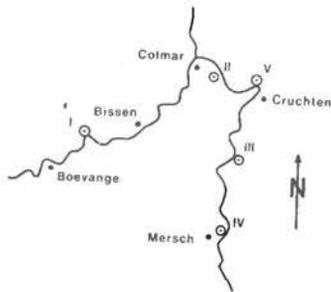


Abb. 5: Profile des Unteren Keupers.  
 [Profil I: nach SCHNEIDERS (in Vorber.) (R 70 220-340, H 94 540-900); Profil II: nach DITTRICH 1982 (Kernbohrung, R 75 710, H 96 750); Profil II Strassenböschung an N. 9 (R 76 370, H 93 750); Profil IV Kernbohrung Mersch, nach K. GITTINGER, in: BINTZ 1968 (R 76 120, H 90 830); Profil V: nach MÜLLER 1982 (R 77 080, H 96 770)]



Südöstlich davon, entlang der Täler von Attert und Alzette, erscheinen vorwiegend sandige bioturbate, z.T. auch schräggeschichtete, oft stark von mm-grossen Dolomitdrusen oder -konkretionen durchsetzte Gesteine und nur noch vereinzelte Dolomit-Bänke (Abb. 5, Profile II-V). Einen lithologischen Anschluss an die marinen Bildungen der Normalfazies bilden dort nur die untersten Schichtpartien. An der Basis erscheint eine 60-70 cm mächtige, schwach siltige helle Dolomitbank, die teilweise schräggeschichtet, glaukonithaltig, oft auch durch eine dünne Mergelzwischenlage in zwei Einzelbänke unterteilt ist. Darüber folgen einige dolomitische Bänke, deren Sand- und Tongehalt nach oben hin deutlich ansteigt. Die Fazies des höheren  $ku_2$  schliesst hier bereits eng an die Serien des mergelig-sandig-konglomeratisch ausgebildeten hangenden Pseudomorphosenkeupers ( $km_1$ , siehe Kap. 2.2.1) an. Nennenswerte Geröll-Einschaltungen in den Sandsteinen des  $ku_2$  fehlen jedoch.

Eine eigenständige Gesteinsausbildung zeigen die Profile aus der Umgebung von Cruchten (vergl. Abb. 5, Profil V). Oberhalb der dolomitischen Basisbank des  $ku_2$  erscheinen dort Wech-

selfolgen sandiger Mergel und geringmächtiger mürber Sandsteine, die sich noch weit in den Pseudomorphosenkeuper hinein fortsetzen. Die Gesteine enthalten reichlich Pflanzenreste, die charakteristischen Drusen und mm-grossen Dolomitkonkretionen hingegen fehlen.

In den  $ku_2$ -Profilen des Blattgebietes zeichnet sich in deutlicher Weise der Werdegang von einem zunächst flachmarinen zu einem stärker verlandendem Sedimentationsraum ab. Die Zufuhr klastischen Materials ist gegenüber den Bunten Mergeln ( $ku_1$ ) deutlich gesteigert und erreicht schliesslich zur Zeit des  $km_1$  einen Höhepunkt. Durch kurzfristige Überflutungen der weitläufigen Küstenplattform kam es - wie bereits im  $ku_1$  und später auch im  $km_1$  - bei hohen Eindunstungsraten im Strandbereich zur Bildung der Minerale Gips, Anhydrit, Magnesit und Dolomit und damit zu einer regionalen evaporitischen Imprägnierung des Strandkörpers (vergl. auch Kap. 2.2.1). In flachen Senken im nordwestlichen (inneren) Bereich des Küstensaumes entstanden währenddessen massige, von Gipskonkretionen durchsetzte Dolomite, die späteren «Zellendolomite». Die Cruchtener Region schliesslich nahm wohl eine Position im Umfeld flacher, nur selten trockenfallender Entwässerungsrinnen ein.

### Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten zwischen der dolomitischen Basisbank und dem Top der massigen, mit Dolomit-Drusen durchsetzten «Zellendolomite» des nordwestlichen Blattgebietes betragen zwischen 6 und - im äussersten Nordwesten - 4 Meter.

Bei dem in stärker sandig-mergeliger Fazies ausgebildeten Grenzdolomit des mittleren Blattgebietes ist die Abgrenzung zum hangenden  $km_1$  problematisch. In Anlehnung an die lithostratigraphische Gliederung im Profil der Kernbohrung Mersch durch K. GITTINGER (in BINTZ 1968) wurde die Grenze  $ku_2/km_1$  oberhalb einer markanten, oft stark dolomitischen Sandsteinbank gezogen (s. dazu Abb. 5, Profile II-IV). Die Mächtigkeitswerte schwanken hier nur wenig um 6 m. Innerhalb der lockeren Sandstein-Mergel-Folge des oberen  $ku_2$  in der Cruchtener Region jedoch verliert sich diese lithologische Grenze (vergl. Abb. 5, Profil V).

### Fossilgehalt

Innerhalb der dolomitischen, z.T. glaukonithaltigen Basisbank des  $ku_2$  fanden sich oberhalb von Colmar-Berg einige Exemplare der marinen Muscheln cf. *Anoplophora lettica* QUENSTEDT und *Myophoria* sp., die auch im Bereich der luxemburgischen Normalfazies auftreten (LUCIUS 1948).

Als nicht näher lokalisierte Funde am Südrand des Öslings erwähnte LUCIUS (1948) *Myophoria laevigata* v. ALBERTI sowie *Astarte triasana* ROEMER.

Sandsteine des  $ku_2$  nahe des Schlaederhaffs bei Cruchten enthalten vereinzelte Pflanzenreste (Equiseten?).

### Aufschlüsse

R 69 000, H 95 700; Klouschtergriecht / nördlich Boevange: vollständige  $ku_2$ -Abfolge (ca. 4,5 m), Dolomit-Knauern, Trockenrisse, im Top massige drusige dolomitische Sandsteine mit seltenen kleinen Geröllen.

- R 68 540, H 94 730; Wasserriss / nördlich Boevange: drusenführender sandiger Dolomit bzw. dolomitischer Sandstein des  $ku_2$ , durch Mergel-Zwischenlagen in mehrere separate Bänke aufgespalten.
- R 70 800, H 94 500; alter Steinbruch an N. 22 / zwischen Bissen und Boevange: typischer «badeschwamm-artiger» kavernöser Dolomit des  $ku_2$  (siehe Text), teilweise sandig, zahlreiche grosse Drusen mit Dolomit-(Kalzit-)Kristallbeschlügen.
- R 76 360, H 93 770; Alzette-Tal / Essingen: im Strassenanschnitt massige dolomitische Sandsteinbänke des  $ku_2$  (vergl. Profil III, Abb. 5), zahlreiche kleine Dolomitkonkretionen bzw. -drusen, z.T. in grösseren Domänen konzentriert.
- R 76 490, H 93 780; Wasserriss beim Helbacherhaff / Essingen: dolomitische Sandsteine des  $ku_2$ , z.T. schräggeschichtet, vereinzelt Kavernen mit Dolomit-Kristallbeschlügen.
- R 77 080, H 96 770; Wasserriss beim Schlaederhaff / Cruchten: ± vollständige  $ku_2$ -Abfolge (vergl. Text und Profil V der Abb. 5).
- R 71 830, H 98 380; Hirzfooss / Bolleschbaach-Tal (nördlich des Kartenrandes): alter Steinbruch, ca. 2,5 m stark mit Drusen und mm-grossen Dolomitkonkretionen durchsetzte Dolomite und schräggeschichtete dolomitische Sandsteine, typischer «Zellendolomit» (vergl. Text).

## 2. 2. MITTLERER KEUPER

### 2. 2. 1. Pseudomorphosenkeuper ( $km_1$ )

Der weitaus grösste Teil des im Blattgebiet erschlossenen Pseudomorphosenkeupers ist in einer grobklastischen Randfazies ausgebildet. Zwischen Medernach im Osten, Mersch im Süden und dem Peckelshaff im Nordwesten variieren Korngrössenverteilung, Chemismus des Bindemittels und Mächtigkeiten beträchtlich. Es dokumentieren sich die kleinräumig wechselnden Sedimentationsbedingungen eines reich gegliederten Ufersaumes, in dem terrestrische und marin-lagunäre Einflüsse ständig wechseln.

Pseudomorphosenkeuper in der Normalfazies der inneren Beckenbereiche - bunte gipsführende Mergel mit untergeordneten Dolomiten und quarzitischen Sandsteinen - ist erst im Südosten des Lias Plateaus erschlossen (vergl. dazu Kap. 2.2.4).

Die allmähliche fazielle Verdrängung der bunten Mergel durch z.T. geröllführende Sandstein-Serien setzt etwa im Tal der Weissen Ern, nördlich von Medernach ein (LUCIUS 1948, THIELEN 1969). In westlicher bzw. nordwestlicher Richtung, in Annäherung an das damalige Liefergebiet, zeigen  $km_1$ -Schichten eine zunehmend sandig-konglomeratische Entwicklung. Die kleinräumig lateral und vertikal oft schon im Aufschlussbereich stark schwankenden Wechselfolgen zwischen Tonen (Mergeln), Sandsteinen und Konglomeraten belegen die unruhigen und wechselhaften Sedimentationsbedingungen eines hoch-energetischen Milieus. Schrägschichtung, die Einregelung der Gerölle, schlecht sortierte Sandsteine, vielfältige Umlagerungsphänomene und Erosionsrinnen deuten auf ein weitverzweigtes, ausgedehntes Flusssystem, dessen Sediment-Anlieferung durch stark periodische Schüttungen mit rasch nachlassender

Transportkraft gekennzeichnet ist (WIEBEL 1968). Die Grösse der Gerölle bleibt im allgemeinen unterhalb 10 Zentimeter. Bis 20 cm durchmessende Komponenten sind selten.

Vereinzelte Horizonte massiger Dolomite und dolomitisch-evaporitische Bindemittel der Sandsteine und Konglomerate weisen diesem ehemaligen Flusssystem eine Position in der flachen Strandregion eines hypersalinaren Beckenraumes zu: Bei der Zirkulation hochsalinärer Porenlösungen in den Sedimenten des Strandkörpers wurden die ursprünglich unter terrestrisch-fluviatilen Bedingungen abgelagerten Klastika durch einen sekundären Gips- oder Dolomit-Zement verkittet. In kleineren Senken im Strandbereich kam es zeitweise zur Bildung fröhdiagenetischer Dolomite. Aufsteigende und an der Landoberfläche verdunstende Porenlösungen hinterliessen kieselige und dolomitische Verkrustungen.

Die schon aus den Schichten des Unteren Keupers abgeleiteten Sedimentationsbedingungen gelten in ähnlicher Weise auch für die Serien des Pseudomorphosenkeupers. Als Reliktgefüge ehemaliger, im noch weichen Sediment gebildeter Anhydrit-Knoten ist die abermals auftretende, durch kleine Hohlräume mit feinsten Dolomit-Kristallbeschlügen gekennzeichnete Gesteinsausbildung einiger Partien des  $km_1$  auf eine fröhdiagenetische Evaporit-Imprägnation der höheren Strandbereiche (Supratidal) unter extrem salinaren Verhältnissen zurückzuführen (DITTRICH 1982; vergl. auch Kap. 2.2.1.).

#### Pseudomorphosenkeuper des nordwestlichen Blattgebietes

Die Untergliederung des Pseudomorphosenkeupers, wie sie schon in den westlich anschliessenden Regionen erfolgreich angewendet wurde (LUCIUS 1941 u. 1948, WIEBEL 1968), liess sich auf weite Teile des nordwestlichen Blattgebietes übertragen. Sie richtet sich nach dem Auftreten zweier konglomeratischer Abfolgen innerhalb des  $km_1$ . Mit den Stufenbezeichnungen  $km_{1(1)}$  bis  $km_{1(5)}$  werden die beiden Konglomerat-Horizonte  $km_{1(2)}$  bzw.  $km_{1(4)}$  von den jeweils zwischengeschalteten, liegenden und hangenden sandig-mergeligen Wechselfolgen abgegrenzt. Dem Charakter der gesamten Schichtfolge entsprechend handelt es sich bei diesen Stufen jedoch nicht um durchhaltende Horizonte, sondern um petrographisch stark schwankende Fazieseinheiten, die nur im Schichtverband sicher angesprochen werden können.

So ist die Geröllführung stellenweise sehr uneinheitlich. Einzelne Konglomerat-Horizonte können durch schräggeschichtete Sandsteinbänke mit nur wenigen aufgelösten Geröll-Lagen vertreten sein, und auch in die sandig-mergeligen Serien der vermittelnden  $km_{1(3)}$ -Stufe schalten sich vereinzelte konglomeratische Lagen ein. Die Mächtigkeiten einzelner Stufen variieren ebenfalls.

Etwa nordwestlich der Linie Boevange-Bissen-Colmar ergeben sich aus den in den Stufen des  $km_{1(2)}$  und  $km_{1(4)}$  deutlich erhöhten Dolomit-Gehalten gute stratigraphische Anhaltspunkte. Charakteristisch ist eine Abfolge von relativ reinen, wenige oder keine Gerölle führenden Dolomiten im oberen Teil zu wenig verfestigten Konglomeraten im unteren Teil. Auch laterale Schwankungen des Dolomit-Gehaltes können beobachtet werden. Lockere, nur geringfügig zementierte Geröll-Lagen wurden noch vor einiger Zeit als Kies abgebaut (z.B. im Aufschluss Mascheschheck/Bissen).

Die regional in etwa gleichbleibenden stratigraphischen Positionen innerhalb des  $km_{1(2)}$  bzw.  $km_{1(4)}$  erscheinenden Dolomit- und Kieselkrusten markieren die Landoberflächen zur Zeit der Dolomitabscheidung und sind gute Hinweise für eine Parallelisierung.

Auf der geologischen Karte deutet eine Übersignatur die beiden konglomeratischen Stufen des  $km_1$  an. Sie erlaubt einen ersten Überblick über die jeweiligen Mächtigkeiten dieser durch erhöhte Geröll-Führung, Dolomit-Einschaltungen, Dolomit- und Krieselkrusten und grössere Schrägschichtungs-Einheiten charakterisierten stratigraphischen Bereiche des  $km_1$ . Fehlen in einer solchen stratigraphischen Position lokal jegliche Konglomerat-Horizonte oder Dolomite, wie etwa südöstlich Boevange, so reduziert sich die Übersignatur auf eine dünne Linie.

Eine gesicherte stratigraphische Ansprache der beiden konglomeratischen Stufen ist nur durch Kartierung und detaillierte Profil-Parallelisierung möglich. Gewisse petrographische Eigenheiten fallen jedoch auf. So zeichnen sich die Serien des  $km_{1(2)}$  («Dolomitischer Konglomerathorizont») gegenüber denen des  $km_{1(4)}$  («Konglomeratischer Dolomithorizont», WIEBEL 1968) durch vergleichsweise geringere Dolomit-Gehalte und ein recht eintöniges Geröllspektrum aus; neben vereinzelt Quarziten dominieren gut gerundete Gangquarz-Komponenten. Als Resultat der deutlichen rinnenförmigen Einschneidung in die mergeligen Schichten des liegenden  $km_{1(1)}$  ist häufig ein hoher Anteil an aufgearbeiteten Ton- und Mergel-Komponenten enthalten. SCHNEIDER (1966) wies einen N-S- bzw. NW-SE-Verlauf der konglomerat- und dolomitgefüllten Rinnensysteme des  $km_{1(2)}$  westlich des Kartenrandes nach.

Konglomerate des  $km_{1(4)}$  zeigen demgegenüber ein breiteres Geröllspektrum. Neben Quarzen und Quarziten erscheinen auch kantengerundete Sandstein- und Dolomit-Komponenten. Schräggeschichtete Partien, Tongerölle und Erosionsrinnen sind seltener; der gesamte Gesteinsverband dokumentiert ein vergleichsweise geringer-energetisches Sedimentationsregime.

Im äussersten Nordwesten des Blattgebietes keilen die konglomeratischen Serien des  $km_{1(2)}$  aus. Eine etwa WSW-ENE-streichende Linie («Laangwis»/zwischen Reimberg und Schandel -«Beelz»/Vichten - «Stackigwis»/südlich Michelbuch) markiert diesen Fazies-Wechsel von Konglomeratbänken zu lockeren Abfolgen von Mergeln und Sandsteinen (SCHNEIDERS, in Vorber.).

Die Stufen des  $km_{1(1)}$ ,  $km_{1(3)}$  und  $km_{1(5)}$  stellen sich schliesslich als Wechselfolgen plattiger, z.T. kleinräumig schräggeschichteter Sandsteine und oft stark bioturbater dolomitischer Mergel dar. Es bestehen alle Übergänge zwischen mergeligen Sandsteinen und sandigen Mergeln; rote, graue und grüne Farbtöne dominieren. Die Sandsteine enthalten vielfach kleine, mm-grosse Quarz-Gerölle und wechselnde Anteile dolomitischer Bindemittels. Auf den Schichtflächen fallen Grabspuren und Rippelmarken ins Auge. Die zahlreichen mm-grossen Hohlräume in den mürben Sandsteinbänken der Übertage-Profile erweisen sich im Vergleich mit frischem Bohrkern-Material als Resultat der Verwitterung und Auslaugung der primär «zellig-drusigen» Gesteinsausbildung dieser Serien (vergl. Abb. 6, Tafel 1).

#### Pseudomophosenkeuper im mittleren Blattgebiet

Entlang des Alzette-Tales zwischen Essingen und Mersch nimmt das Schichtpaket des  $km_1$  rasch an Mächtigkeit zu. Bei Mersch nehmen parallelgeschichtete, gispführende Mergelserien grosse Teile des Gesamt-Profiles ein, geröllführende Sandsteine treten zurück.

Die beiden im Nordwesten ausgeschiedenen konglomeratischen Stufen des  $km_{1(2)}$  und  $km_{1(4)}$  lassen sich auch im Profil der Kernbohrung Mersch ausscheiden, die Mächtigkeit des  $km_{1(2)}$  hat sich dort durch die Einschaltung sandig-mergeliger Zwischenschichten jedoch auf über 17 m -gegenüber 8-10 m im Raum Bissen - erhöht.

Eine Gegenüberstellung verschiedener Profile des  $km_1$  zeigt die Abbildung 7. Im Falle der überaus mächtigen Kernbohrung Mersch wurde aus drucktechnischen Erwägungen und aus Gründen der genaueren Darstellbarkeit von Gefüge-Merkmalen auf eine durchgehende massstabsgerechte Profilzeichnung verzichtet. Eintönige mergelig-sandige Partien wurden verkürzt, Zahlenangaben am Profil-Rand vermerken die Länge fehlender Abschnitte.

Durch die Aufspaltung der unteren konglomeratischen Stufe in zwei separate Konglomerathorizonte ergibt sich im Merscher Profil somit eine stratigraphische Aufeinanderfolge vier geröllführender Schichtpartien. Dies sind zwei Konglomerate des  $km_{1(2)}$ , eins des  $km_{1(4)}$  und schliesslich eins des darauffolgenden  $km_2$ .

Die Übersignatur der konglomeratischen Horizonte auf der geologischen Karte hat in der Umgebung von Mersch eher eine stratigraphische als eine petrographische Bedeutung. Mehrfach ist hier eine Faziesvertretung der Konglomeratbänke zu beobachten. Insbesondere im mittleren Teil der  $km_{1(2)}$ -Signatur (der unteren Konglomerat-Stufe) ist mit einem Vorherrschen z.T. schräggeschichteter dolomitischer Sandsteine mit vereinzelt Geröllschlieren bzw. - in südlicheren Regionen - stärker mergeliger Gesteinsserien zu rechnen (vergl. Abb. 7, Profile IV u. V).

Dolomitische Bindemittel in den Gesteinsserien des  $km_1$  spielen in der näheren Umgebung von Mersch nur noch eine untergeordnete Rolle. Auch verkieselte Partien fehlen. Demgegenüber wird der Pseudomorphosenkeuper der Kernbohrung Mersch nahezu durchgehend von Gips durchsetzt. Er erscheint in Form feinkristallinen Bindemittels, kleiner Gips-Knötchen und grösserer Konkretionen in den Sandsteinen. Als Fasergips bildet er Kluftbeschläge.

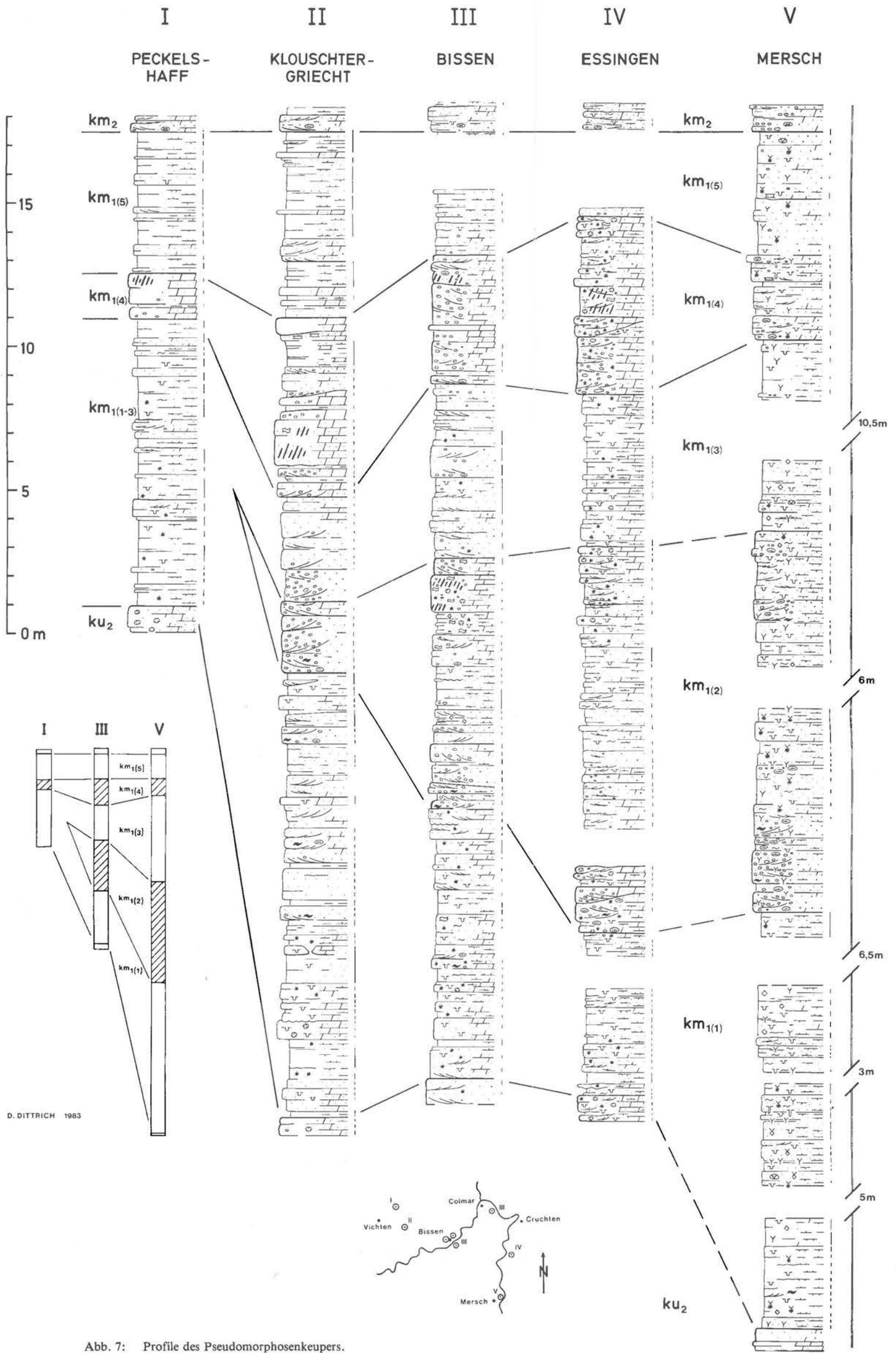
Als Folge einer intensiven Gips-Auslaugung und spätdiagenetischer Umsetzungsprozesse sind die sandig-konglomeratischen Serien des  $km_1$  in den Übertage-Profilen porös und wenig verbandfest. Spätiger Dolomit bildet eine sekundären Zement, stellenweise fehlt jegliches Bindemittel. Drusen und stark brekzierte Schichtpartien sind häufig. Oft zeigen sich cokergelbe Farbtöne.

Einschaltungen massiger Dolomite scheinen auf den Bereich ehemaliger Lagunen der inneren, nordwestlich gelegenen Strandregion beschränkt zu sein, bei Mersch fehlen sie. In Annäherung an die Ortschaften Reckange im Westen bzw. Moesdorf im Norden lässt sich in den Stufen des  $km_{1(2)}$  und  $km_{1(4)}$  das allmähliche Einsetzen erhöhter Dolomitgehalte verfolgen.

In den Stufen des  $km_{1(1)}$  und  $km_{1(3)}$ , und zwischen den Konglomerathorizonten innerhalb des  $km_{1(2)}$  herrschen neben rötlichen, wechselnd sandigen Mergeln weitgehend feinplattig dolomitische Feinsandsteine vor. Sie sind von heller, meist grünlicher Farbe, stark bioturbat und mit feinen Mergellagen unterlegt. Neben wenigen kleinen Quarz-Geröllchen (i.a. unter 1 cm Grösse und kaum gerundet) führen sie vereinzelte Dolomit-Konkretionen («Zellen») und Drusen. Selten erscheinen auch schräggeschichtete, etwas grobkörnigere Lagen.

Mit der Stufe des  $km_{1(5)}$  bilden bleiche Sandsteinfolgen von meist fahler grüngrauer Farbe den Abschluss des  $km_1$ -Profils. Durch ihr vergleichsweise verarmtes, nahezu ausschliesslich aus Quarz-Komponenten bestehendes Korn-Spektrum und ihren Gipsgehalt setzen sich diese schlecht sortierten, meist aber feinkörnigen Sandsteine deutlich von den Serien des hangenden Schilfsandsteins ab (vergl. Kap. 2.2.2 u. Abb. 10, Tafel 1).

**Pseudomorphosen nach Steinsalz** stellen das namensgebende Gesteinsmerkmal dieser Abteilung dar. Es handelt sich um mehr oder minder deutlich ausgebildete, die Kristallform des Steinsalzes nachbildende Würfelformen an der Unter- oder Oberseite dünnplattiger Sandsteinbänkchen. Die Seitenflächen der Würfel sind meist nach innen gewölbt, die



D. DITTRICH 1983

Abb. 7: Profile des Pseudomorphosenkeupers. [Profil I: nach H. SCHNEIDERS (frndl. mündl. Mitt.), regionales Typusprofil nach Lesesteinen und Kartierbefunden; Profil II: nach SCHNEIDERS (in Vorber.) (R 69 300, H 95 800); Profil III: nach DITTRICH 1982 (Typusprofil mehrerer Aufschlüsse um Bissen); Profil IV: Tyusprofil nach zwei Einzelprofilen beim Helbacherhaff (R 76 470-950, H 93 520-830); Profil V: Kernbohrung Mersch (R 76 120, H 90 860)]

Länge der Kanten bewegt sich im Bereich zwischen 2 und 15 mm (LUCIUS 1948, vergl. auch Abb. 8a u. b, Tafel 1).

Diese Sedimentmarken lassen sich bis in die sandig-konglomeratische Fazies des  $km_1$  verfolgen, oft erscheinen sie innerhalb dünnplattiger Sandstein-Sequenzen zwischen den Konglomeratbänken. Sie bleiben jedoch nicht auf die Serien des Pseudomorphosenkeupers beschränkt. Auch in Gesteinen des  $km_2$  und  $km_3$  können sie auftreten. Da ihre Bildung bzw. Erhaltungsfähigkeit weniger an einen geologischen Zeitraum als vielmehr an spezifische Sedimentationsbedingungen geknüpft ist (salinares Milieu, Wechsel von Ton- und Sand-Ablagerung), stellen die Pseudomorphosen nach Steinsalz kein brauchbares stratigraphisches Unterscheidungsmerkmal dar.

«Sand-Steinsalzkristalle» unter dem Oberbegriff «Sand- oder Granokristalle» wäre eine mineralogisch und genetisch eher zutreffende Bezeichnung (JACOB 1983). So handelt es sich hier nicht um eine Ausfüllungs-Pseudomorphose, bei der ein anderes Mineral anstelle eines Steinsalzkristalles tritt. Sand als ein Gemenge verschiedener Minerale wurde vielmehr durch intrasedimentär wachsende Steinsalzkristalle in würfelförmigen Bereichen zementiert. Im Verlauf einer späteren Setzung des umgebenden Sedimentes wurden sie in die unter- bzw. auflagernden Tonschichten gedrückt. Auslaugungsprozesse führten schliesslich zu der Herauslösung des Steinsalz-Zements (JACOB 1983).

### Mächtigkeiten

In Nordwest-Südost-Richtung, vom «Peckelshaff» nach Mersch ergibt sich eine rasche Mächtigkeitszunahme von 15 - 17 m auf 66 m. Im Gebiet zwischen Buschdorf, Fensterdall, Essingen und Nommern im Süden und der «Klouschtergriecht» (nördlich Boevange) und Colmar im Norden bleibt die Mächtigkeit jedoch nahezu konstant bei etwa 33 - 36 m (vergl. Abb. 7). Es lassen sich demnach Zonen engräumiger Mächtigkeits-Erhöhungen eingrenzen. So erweitert sich die Schichtenfolge des  $km_1$  in einem relativ schmalen Bereich südöstlich der genannten Region auf das Doppelte (Der genaue Verlauf der Linien gleicher Mächtigkeit ist jedoch aufgrund ungenügender Profildaten noch unsicher.).

Ähnliches gilt für den äussersten Nordwesten. Hier verdoppelt sich die  $km_1$ -Abfolge etwa im Bereich der heute dort gelegenen, das Tal des Hemeschbaachs querenden Störung. Darüberhinaus schalten sich dort erstmals die Konglomeratfolgen des  $km_{1(2)}$  ein.

Die Befunde deuten auf eine synsedimentäre Wirksamkeit der erwähnten Störung und der «Mulde von Weilerbach» (vergl. Abb. 29), beide Strukturen waren zunächst wohl nur in Form flacher Schicht-Abbiegungen angelegt.

### Fossilgehalt

Fossilien fehlen im Pseudomorphosenkeuper der Randfazies völlig, zahlreiche Bioturbationsmerkmale und Grabspuren sind die einzigen Zeugnisse eines ehemals reichen Bodenlebens. Palynologische Untersuchungen blieben erfolglos (WIEBEL 1968).

## Aufschlüsse

Im folgenden wird nur eine Auswahl relativ gut begehbarer bzw. besonders wichtiger Aufschluss-Lokalitäten angegeben. Darüberhinaus finden sich entlang der Täler von Attert und Alzette in Strassenanschnitten, alten Steinbrüchen und Wasserrissen noch weitere Profile.

### a) nordwestliches Blattgebiet:

- R 69 300, H 95 800; Klouschtergriecht / nördlich Boevange: durchgehend erschlossene  $km_1$ -Abfolge (siehe Profil II, Abb. 7). Merkmale einer ehemaligen Rinnenposition: zahlreiche Geröll-Lagen, Aufarbeitungshorizonte und schräggeschichtete Partien auch ausserhalb der konglomeratischen Stufen, relativ mächtiger  $km_{1(4)}$ .
- R 68 230, H 93 040; «Urbelt» an N. 22 / westlich Boevange; im Strassenanschnitt Konglomerate und Sandsteine des  $km_{1(2)}$  und  $km_{1(3)}$ , Krieselkrusten.
- R 71 820, H 95 000; Steinbruch bei Bissen: lockere Konglomerate des unteren  $km_{1(2)}$ .
- R 72 250, H 94 890; Steinbruch in Bissen: Konglomerate und Sandsteine des oberen  $km_{1(2)}$ , vereinzelte Pseudomorphosen nach Steinsalz, am Top erhöhte Anteile dolomitischen Bindemittels, Verkieselungen, Dolomitkrusten.
- R 71 900, H 94 300; Steinbruch am Leinebiert / Bissen: stark dolomitische Konglomerate und Sandsteine des  $km_{1(4)}$  Verkieselungen, oben mürbe Sandsteine des  $km_{1(4)}$ .
- R 72 920, H 94 470; Wasserriss in Bissen: dolomitische Konglomerate des  $km_{1(4)}$ .
- R 74 950, H 96 650; N. 7 / Colmar: in erweitertem Strassenanschnitt dolomitische Sandsteine und Konglomerate des  $km_{1(2)}$ , zahlreiche Verkieselungen und Dolomitkrusten.
- R 77 020-500,  
H 94 750-95 100; System von Wasserrissen / südlich Cruchten: ± vollständig erschlossene  $km_1$ -Abfolge.

### b) mittleres Blattgebiet:

- R 76 550-950;  
H 93 730-830;  
R 76 470-700;  
H 93 530-770; zwei Wasserrisse beim Helbacherhaff / Essingen (Profil IV, Abb. 7):  $km_1$ -Abfolge unzusammenhängend erschlossen, deutliche Aufspaltung des  $km_{1(2)}$  in zwei separate Konglomerathorizonte, Petrographie stark schwankend.
- R 76 070, H 93 000; Wasserriss / nördlich Moersdorf: dolomitische Konglomerate und Sandsteine des oberen  $km_{1(2)}$ .
- R 75 700, H 91 900; Wasserriss / Beringen: dolomitische, z.T. geröllführende Sandsteine des  $km_{1(3)}$  und  $km_{1(4)}$ , stark von sekundärer Gips-Auslaugung betroffen (brekziierte Lagen, Drusen), oben Sandsteine des  $km_{2s}$ .
- R 75 000, H 90 840;  
R 74 460, H 90 800;  
R 73 900, H 90 750; kleinere Aufschlüsse im Konglomerat des  $km_{1(4)}$  zwischen Mersch und Reckange, Dolomitgehalt nach Westen hin ansteigend.

## 2.2.2. Schilfsandstein und Rote Gipsmergel (km<sub>2</sub>)

In petrographischer Hinsicht ähnelt die im Blattgebiet als km<sub>2</sub> ausgeschiedene Folge nur noch wenig dem Schilfsandstein (km<sub>2s</sub>) und den Roten Gipsmergeln (km<sub>2</sub> i.e.S.) der Normalfazies Südost-Luxemburgs. Verfolgt man die Gesteinsausbildung des Schilfsandsteins entlang der Sauer nordöstlich des Blattgebietes, lässt sich der graduelle Übergang von «normalem» km<sub>2s</sub> (hellgrauer glimmerhaltiger Sandstein mit dunklen Tonzwischenlagen und Pflanzenresten, vergl. Legende Blatt Echternach, Nr. 9) zu einer davon abweichenden gröberen geröllführenden Sandstein-Fazies verfolgen. So zeichnet sich die allmähliche Annäherung an das im Nordwesten gelegene damalige Festland nach, dessen Verwitterungsschutt den Sandsteinserien des Ufersaumes einen eigenständigen, lokalen Charakter gab. Auf Blatt Beaufort (Nr. 6, vergl. Blattschnitt vorne in diesem Heft) werden schliesslich graugrünliche Sandsteine mit Konglomeratlinsen als Vertreter des Schilfsandsteins ausgewiesen. Die stratigraphische Position dieser Serien im Liegenden des Steinmergelkeupers und im Hangenden Steinsalz-pseudomorphosen-führender, noch in Normalfazies ausgebildeter Mergelfolgen des km<sub>1</sub> stellt sie zum km<sub>2</sub>.

Im Blattgebiet lässt sich ein solcher allmählicher Wechsel von Südosten nach Nordwesten wegen der Auflagerung jüngerer Serien nicht verfolgen: Der Südost-Teil des Blattes umfasst km<sub>2</sub>-Schichten in Normalfazies (vergl. Kap. 2.2.4), die bei Mersch abgeteufte Erkundungsbohrung traf bereits die auf Blatt Beaufort kartierte Gesteinsausbildung des km<sub>2</sub> an.

Nordwestlich des Lias-Plateaus überlagert der km<sub>2</sub> als Wechselfolge von Sandsteinen und Mergeln sandig-mergelig ausgebildeten km<sub>1</sub>. Für die Kartierung ergaben sich damit gewisse Abtrennungs-Probleme. Textur und Gesteinsbestand der Sandsteine werden zu wichtigen Unterscheidungs-Kriterien. Charakteristisch ist das aus wenigen Komponenten bestehende Material-Spektrum der Sandsteine und Gerölle. Neben Quarzen und dunkelgrünen Quarzit-Komponenten, die dem Gestein die typische graugrüne Farbe verleihen, treten vereinzelte helle Dolomitmergel-Gerölle auf sowie wechselnde Mengen eines dolomitischen Bindemittels.

Frisch aufgeschlossene, unverwitterte Sandsteine sind relativ hell und von gelblich-grüner Farbe. Die Verwitterung präpariert aus den verschiedenen stark dolomitisch verfestigten Sand-schichten eine deutliche Lagen-Textur heraus. Die resultierenden mürben, beige-grünen- oder grauen Sandstein-Platten wechselnder Porosität gewährleistet schon im Handstück eine sichere Ansprache.

Die ausgeprägte Horizontal-Schichtung der relativ gut sortierten Sandsteine wird begleitet von einer Strömungstreifung («parting lineation») auf den Schichtflächen. Sie dokumentiert eine Entstehung dieser Sedimente im «oberen (= stark bewegten) Strömungsregime» (FÜCHT-BAUER & MÜLLER 1977). Seltener erscheinen schrägschichtete Partien oder Bänke, deren ursprüngliche Schichtung durch Bioturbation überprägt wurde.

Einige wenige Schrägschichtungsmessungen bei Cruchten und Colmar (mittlere Richtung der Fallazimute ca. 115°) passen mit Vorbehalt durchaus in das für den Schilfsandstein entworfene paläogeographische Gesamtbild (WURSTER 1963 u. 1964, DITTRICH 1982).

Die Korngrößen variieren zwischen der Feinsand- und Feinkies-Fraktion, meist handelt es sich um fein- bis mittelkörnige Sandsteine. Die nur wenig gerundeten Quarz- und Quarzitzerölle der Konglomeratlagen erreichen Grössen bis zu 5 cm, vereinzelte Dolomitmergel-Gerölle zeigen Durchmesser bis zu 10 cm.

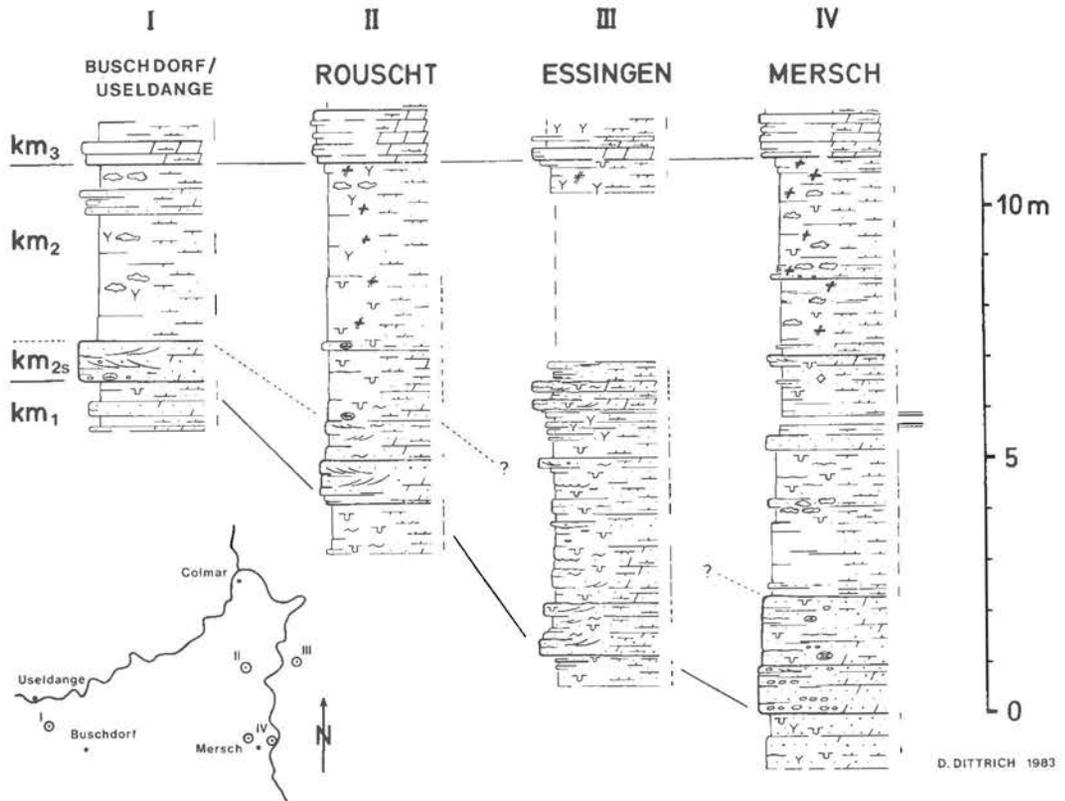


Abb. 9: Verschiedene Faziestypen des km<sub>2</sub>.

[Profil I: nach SCHNEIDERS (in Vorber.) (R 67 050, H 91 940, westlich des Kartenrandes); Profil II: nach DITTRICH 1982 (Kernbohrung, R 74 700, H 93 910); Profil III: Wasserriss beim Helbacherhaff (R 77 050-100, H 94 130); Profil IV: Kernbohrung Mersch (R 76 120, H 90 860), oben ergänzt anhand Baugrubenprofile «Kisel» (ca. R 74 850, H 91 050)]

Abbildung 9 stellt verschiedene Abfolgen von km<sub>2</sub>-Schichten innerhalb des Blattgebietes vor. Die bereits geschilderten typischen Sandsteine lagern jeweils mit einer mehr oder weniger deutlichen Erosionsgrenze den Mergeln oder Sandsteinen des km<sub>1</sub> auf (Abb. 10, Tafel 1). Die nahe der Basis regional eingeschalteten konglomeratischen Lagen sind wohl an ehemalige, NE-SW-streichende Rinnen gebunden. So lässt sich entlang der Linie Berschbach - Medernach ebenso wie zwischen Bissen-Knapp und Colmar/Cruchten eine bis zu 50 cm mächtige, oft in einzelne Geröllschlieren innerhalb eines groben, typischen km<sub>2s</sub>-Sandsteins aufgelöste Konglomeratlage nachweisen (Abb. 9, Profil IV).

In anderen km<sub>2</sub>-Profilen fehlen konglomeratische Partien innerhalb der kompakten Sandsteinfolge des unteren Teils (Abb. 9, Profil II), manche bestehen auch aus einer lockeren Wechselfolge stark dolomitischer Sandsteine und intensiv roter Mergel (Abb. 9, Profil III). Diese Wechselfolgen repräsentieren die unter relativ ruhigen Sedimentations-Bedingungen am Rande der Strömungskanäle abgesetzten Gesteinsserien. Zahlreiche gut erhaltene Sedimentmarken wie Netzleisten, Kolk- und Rippelmarken, der erhöhte Glimmer-Gehalt und die Häufung von Bioturbation (Verwühlung der primären Feinschichtung sowie einzelne tiefere Grabgänge) in diesen Gesteinen ordnen sie einem nur gelegentlich von stärkeren Sand-Schüttungen erfassten Bereich des Strömungssystems zu. In geschützten Randlagen kam es zur Ausfällung dünner Lagen von

Karbonatschlamm. Bei einer seitlichen Verlagerung der flachen Strömungsrinnen und der damit verbundenen Aufarbeitung liegender Schichten bildeten solche Karbonatlagen das noch wenig verfestigte Ausgangsmaterial der späteren Dolomitmergel-Gerölle. Auch Sandsteingerölle kommen vereinzelt vor.

Gips-Ausscheidungen und Pseudomorphosen nach Steinsalz fehlen in den fluviatilen km<sub>2s</sub>-Serien des Blattgebietes ebenso wie im Schilfsandstein der Normalfazies (vergl. auch LUCIUS 1948). Erst in Annäherung an den in Kapitel 2.2.3 beschriebenen stratigraphischen Grenzbereich zum hangenden Steinmergelkeuper mehrten sich die Relikte einer ehemals bedeuteten Gipsführung. Die Wechselfolge vorwiegend roter sandiger Mergel und geringmächtiger dolomitischer Sandsteinbänkchen wird von zahlreichen dezimeter-grossen Kalzitknauern durchsetzt, den Residuen einer spätdiagenetischen Gips-Auslaugung. In der Normalfazies Südost-Luxemburgs gelten sie als petrographisches Charakteristikum der Roten Gipsmergel des oberen km<sub>2</sub>.

### Mächtigkeiten

Wegen der nur geringen Gesamt-Mächtigkeit des km<sub>2</sub> - sie schwankt zwischen 13 und 7 Metern und reduziert sich in nordwestlicher Richtung auf nur 3 m beim Peckelshaff - und wegen des allmählichen petrographischen Übergangs innerhalb dieser Schichtenfolge (Abb. 9, Profile I und III) wurde auf eine Abtrennung von Schilfsandstein und Roten Gipsmergeln auf der vorliegenden geologischen Karte verzichtet.

### Fossilgehalt

Von der intensiven Durchwühlung einzelner Sandsteinpartien und zahlreichen Grabgängen abgesehen, sind aus den Schichten des km<sub>2</sub> keine Fossilfunde bekannt geworden.

### Aufschlüsse

Aufschlüsse in km<sub>2</sub>-Schichten sind selten und wenig dauerhaft. Vereinzelt Ackerflächen bringen Brocken der charakteristischen km<sub>2s</sub>-Sandsteine zutage; bessere Profile sind an kurzlebige Aufschlüsse bei Bauvorhaben oder Strassenbau-Projekten gebunden.

- R 77 700, H 96 650; Bachböschung / Cruchten: knapp 2 m-mächtige Wechselfolge schrägeschichteter Sandsteine und Mergel, Konglomerat-Lagen.
- R 76 550, H 95 950; Schenkebiert / westlich Cruchten: in Wegböschung typische Sandsteine des km<sub>2s</sub> mit konglomeratischen Lagen.
- R 75 000 - 050;  
H 93 000 - 100; Zwei kleine Schluchten bei Pettingen: unzusammenhängend erschlossene Wechselfolge von dolomitischen Sandsteinen und Mergeln, zahlreiche Bioturbations-Merkmale.
- R 75 770, H 91 340; Betriebsgelände der Fonderie (FAM) / Mersch: Grenzbereich km<sub>1</sub> / km<sub>2</sub>, ca. 5 m km<sub>2</sub> erschlossen: feine Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen (Quellhorizonte!), viele Sedimentmarken (Kolk- und Rippelmarken, Netzleisten, Grabgänge etc.). (Aufschluss nur mit Genehmigung der Firmenleitung zu besuchen!).

### 2.2.3. Steinmergelkeuper (km<sub>3</sub>)

Der Steinmergelkeuper besteht aus einer eintönigen Folge von ruhig gebankten dolomitischen Mergeln mit einzelnen schwach tonigen, dichten Dolomiten, den sogenannten Steinmergeln. Es dominieren grünlich-graue und rot-violette Farbtöne. Die Mergelbänke, die weder Schichtung noch Bioturbationsmerkmale erkennen lassen, zerfallen beim Anschlagen in kleine scharfkantige Stücke. Die zwischen 5 und 25 cm mächtigen kompakten Steinmergelbänke sind im frischen Anschlag von dunkelgrauer Farbe, gewöhnlich weisen sie eine charakteristische hellgraue bis weiße Verwitterungsrinde auf. Gips erscheint sowohl als Fasergips als auch feinkristallin in dünnen, schichtparallelen Platten. Diese Gesteinsausbildung bleibt im gesamten Blattgebiet weitgehend unverändert.

Der wenig tiefgründige, mit Steinmergel-Brocken durchmischte Verwitterungsboden dieser Schichtfolge ist von auffallender, hellgrauer Farbe (vergl. Flurbezeichnungen wie «Gröcknapp» bei Weyer oder Städtenamen wie Graulinster westlich des Blattrandes).

Von den liegenden Roten Gipsmergeln, deren obere Schichtpartien ebenfalls mergelig ausgebildet sind und ähnliche Farbtöne zeigen, wurden die Schichten des Steinmergelkeupers nach dem Auftreten der ersten Steinmergel-Dolomitbank abgegrenzt.

In Bohrungen und Baugruben zwischen Mersch, Reckange, Essingen und Bissen war folgendes sehr charakteristisches Übergangsprofil erschlossen:

Die obersten Partien des km<sub>2</sub> bilden mehrere Meter meist grauer oder grünlicher (selten rötlicher) Mergel, die von reichlich Gips oder ihn vertretendem Kalzit durchsetzt sind. Einzelne dünne siltig-sandige Lagen schalten sich ein, auch können zentimetermächtige mergelige Fein-Sandsteine auftreten, oft durch Auslaugungsvorgänge brekziiert und von feinen Quarz- und Quarzit-Geröllschlieren durchsetzt. Oberhalb einer auffallend dunklen Mergelsequenz von wenigen Dezimetern setzt dann der km<sub>3</sub> mit den sich farblich abhebenden ersten Steinmergeldolomiten ein. Die liegenden Mergel sind teilweise siltig, olivgrün bis braun gefärbt, an Klufflächen erscheinen durch Oxydationsvorgänge auch rostrote Farbtöne.

Die über weite Strecken petrographisch gleichartige Ausbildung des Grenzbereichs km<sub>2</sub>/km<sub>3</sub> lässt auf ruhige, weiträumig ausgeglichene Ablagerungsbedingungen schliessen.

Südlich des Blattgebietes führen die unteren Schichtpartien des Steinmergelkeupers abbauwürdige Gips-Lager. Demgegenüber erscheinen entlang des Nordrandes des Lias-Plateaus nur noch Horizonte rauhwackenähnlicher Brekzien als Relikte einer sekundären Gips-Auslaugung. Insbesondere die Mergel im unmittelbaren Grenzbereich zwischen Roten Gipsmergeln und Steinmergelkeuper sind stark mit Auslaugungsresiduen, sogenannten Kalzitknauern (vergl. Legende der neuen geol. Karten Luxemburg), durchsetzt. Auf einer künstlich abgetragenen Bodenfläche bei Rouscht, knapp oberhalb der Grenze zum Steinmergelkeuper, sammeln sich solche ausgespülten kalkigen Knollen massenhaft an. Sie sind von gelblich-weisser oder grauer Farbe; Gips ist nur noch in Spuren vorhanden. Rosettenartige Reliktstrukturen in Kalzit-Aggregaten, Pseudomorphosen nach Fasergips, zeichnen den spätdiagenetischen Ersatz ursprünglicher Gipskonkretionen durch Kalzit nach (SPIES 1982).

Ein weiteres Charakteristikum des Steinmergelkeupers dieser Region sind vereinzelte, wenige Meter oberhalb der Liegendgrenze eingeschaltete Sandsteinbänkchen. Sie treten in bis zu 35 cm mächtigen Wechselfolgen mit dunklen Tonmergeln auf. Ihre relativ dunkle grau-grüne Farbe und ihr weitgehend quarzitisches Bindemittel unterscheidet diese äusserst dünnplattigen Feindsandsteine von den Sandsteinen liegender Serien. Charakteristisch sind gewellte Schicht-

oberflächen, Glimmerschüppchen, vereinzelte kleine Mergel-Gerölle und Pseudomorphosen nach Steinsalz von bis zu 8 mm Kantenlänge. Selten kommen auch Quarzgerölle im Feinkies-Bereich vor.

Neben diesen wohl als Füllung kleinerer Strömungsrinnen anzusehenden lokalen Sandsteinsfolgen erscheinen zahlreiche Aufarbeitungshorizonte als Folge einer zeitweilig belebten Turbulenz innerhalb des hochsalinaren Ablagerungsraumes des km<sub>3</sub>. Bezeichnend sind dichtgepackte Lagen mehr oder weniger gerundeter Intraklasten, umgelagertes Sedimentmaterial liegender Mergel oder Dolomite (Abb. 11, Tafel 1). Ausgelängte, verbogene oder abgeplattete Komponenten belegen Plastizität während der Umlagerung und nur geringfügige Transportwege. Die Intraklasten nehmen meist Grössen im Fein- bis Mittelsand-Bereich ein, verwitternde Evaporit- oder Mergelkörner präparieren eine Feinschichtung heraus oder verleihen dem Gestein ein poröses Aussehen.

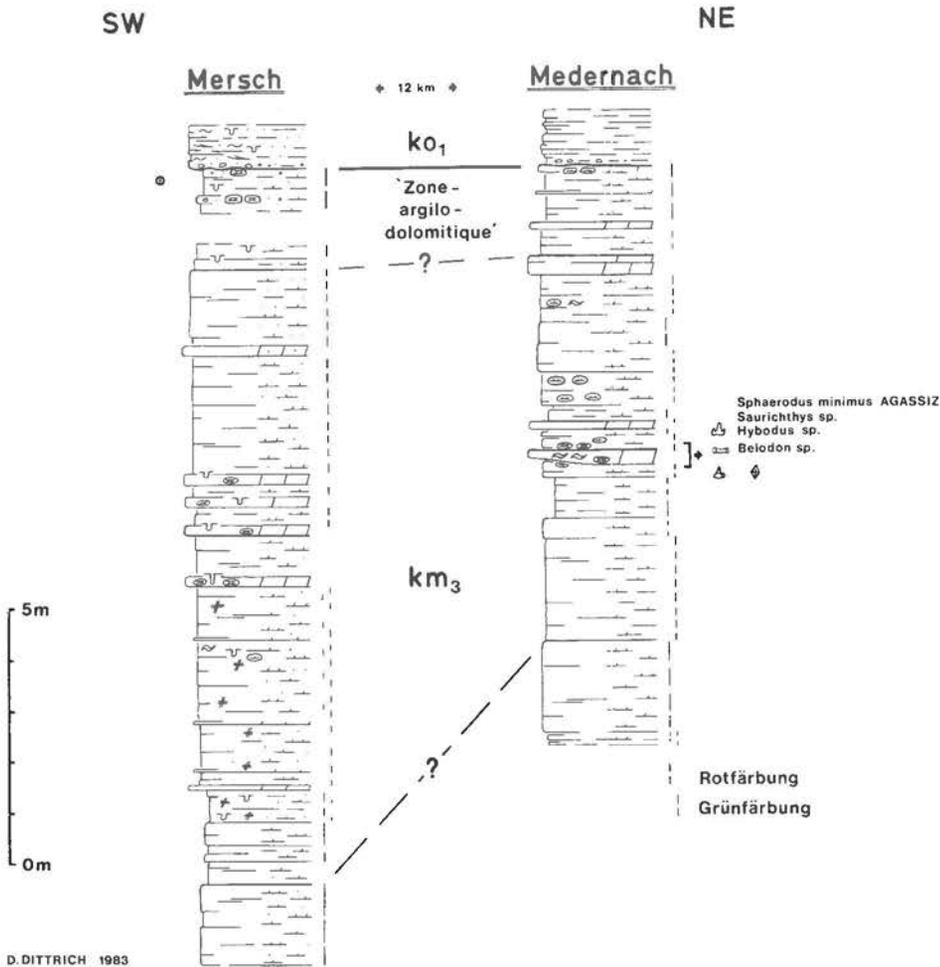


Abb. 12: Grenzbereich Steinmergelkeuper / Rhät.

[Profil Mersch: nach SPIES 1982 u. zusätzlichen mündl. Mitt. E.D. SPIES, Baugrube der Schwimmhalle Mersch (R 74 270, H 90 570), oben ergänzt durch Kernbohrung (R 75 200, H 88 960); Profil Medernach: nach A. MULLER u. A. HARY, Strassenanschnitt N. 14 am Rinkeberg (R 83 100, H 97 400)]

Schon im Handstück lässt sich der mehrfache Wechsel zwischen hellen, teilweise aufgearbeiteten Dolomitlagen mit Dolomitgeröllen bis zu 5 cm (seltener bis 10 cm) und gräulich-grünen Lagen feinkörniger Intraklasten erkennen. Oft sind kleinere Auskolkungen ausgebildet. Zonen laminiertes Feinschichtung wechseln mit schräggeschichteten Partien.

Im obersten Steinmergelkeuper deutet sich schliesslich merklich erhöhte Strömungs-Energie an. Innerhalb der Abfolge meist blass grau-grüner, relativ tonreicher Mergel häufen sich Aufarbeitungshorizonte. Gemeinsam mit dünnen Lagen kleiner, oft schwarzer Kiesel sind darin grosse, kaum gerundete Gerölle verschiedenfarbiger Dolomite und Mergel enthalten, also Material bereits verfestigter Serien des Liegenden. In sedimentologischer Hinsicht klingen bereits die Verhältnisse des Rhät (ko) an.

Einige Autoren (LAUGIER 1961, MULLER 1964 u. 1974) forderten die Abtrennung dieser stratigraphischen Zone, die sich neben vielfältiger Umlagerung auch durch höhere Sandführung auszeichnet, als eigenständige, zwischen Steinmergelkeuper und Rhät vermittelnde Schicht («Zone-argilo-dolomitique»). In Südost-Luxemburg nimmt sie bis zu 7 m ein. Im Blattgebiet werden bei Mersch und Medernach 1 - 2 m beobachtet (Abb. 12), bei Blaschette und Eisenborn etwa 30 cm (HOLLMANN, in Vorber), über weite Strecken jedoch fehlt sie (ANDRZEJEWSKI 1981, BAUMEISTER 1979, BINTZ et al. 1979, KRAMP 1965, MERTENS 1982, WALZ 1971). In einem Profil bei Grevenknapp deutet sich eine mindestens 9 m mächtige «Zone-argilo-dolomitique» an (HEILMANN 1979). Diese Mächtigkeitsschwankungen im unmittelbaren Grenzbereich km<sub>3</sub>/ko sind der Erosion zu Beginn des Rhät zuzuschreiben. Grosse Unterschiede im Arten-Spektrum der Mikroflora unmittelbar unter- und oberhalb der Grenze zum Rhät belegen eine deutliche Schichtlücke bei Mersch.

### Mächtigkeiten

Zwischen Rollingen/Mersch und dem Nordwest-Teil des Blattgebietes reduziert sich die Mächtigkeit des Steinmergelkeupers von ca. 70 m auf etwa 30 - 35 m. Am unmittelbaren Nordrand des Lias-Plateaus zwischen Cruchten und Medernach ist mit ca. 40 - 45 m zu rechnen.

### Fossilgehalt

In den bereits erwähnten Aufarbeitungshorizonten treten mehrere Horizonte mit Fischschuppen und einzelnen schräggeschichteten Feinschill-Lagen auf, deren nur millimeter-grosse, nicht näher bestimmbare Muscheln in Steinkern-Erhaltung vorliegen (cf. *Avicula gansingensis* v. ALBERTI, *Nucula* sp.: Wasserriss am Bocksbiere bei Bissen). Auch Steinkerne kleiner Schnecken-Gehäuse wurden gefunden: LUCIUS (1948) erwähnt *Natica turbulina* v. MÜNSTER oberhalb Moesdorf, BLANKENHORN (1885) beschreibt *Amauropsis arcuacea* FRAAS bei Oberglabach. Funde bei Reckange, Buschdorf und Medernach erlaubten keine nähere Bestimmung.

SCHNEIDERS (in Vorber.) wies in einem Feinschill-Dolomit des mittleren km<sub>3</sub> bei Buschdorf ein stark gehäuftes Auftreten von Ostracoden nach (u.a. *Limnocythere keupera* WILL).

Ein Bonebed aus dem höheren Steinmergelkeuper bei Medernach lieferte Zähne von *Hybodus* sp., *Saurichthys* sp. und *Sphaerodus minimus* AGASSIZ, verschiedene Typen rhombischer Fischschuppen sowie Wirbel und Knochenplatten von Reptilien, u.a. der Gattung *Belodon* (Abb. 13, Tafel 2; vergl. auch HARY & MULLER 1967).

Abbildung 12 stellt das Profil von Medernach einem Profil des entsprechenden stratigraphischen Bereichs bei Mersch gegenüber. Horizonte nennenswerter Fossilführung fehlen dort. Die Gesamt-Mächtigkeit des Steinmergelkeupers erhöht sich zwischen Medernach (ca. 40 m; nach LUCIUS 1949 noch 20-30 m) und Mersch (ca. 70 m) beträchtlich. Dies deutet sich in einer provisorischen Parallelisierung nach Intraklast-Gehalten und vorherrschenden Farbtönen bereits an. Im oberen Teil des Profils bei Mersch fand sich eine spärliche Mikroflora (vergl. SPIES 1982).

### Aufschlüsse

Wegen der geringen Verwitterungsbeständigkeit der Steinmergelkeuper-Schichten ist mit einem relativ raschen Verfall der aufgeführten Aufschlüsse zu rechnen.

- R 83 100, H 97 400; Rinkebiert/Medernach: Profil der Abb. 12, Bonebed.
- R 74 350, H 94 850; Rouscht: Spülfläche mit Kalzitknauern (s. Text).
- R 75 060, H 96 150; Acker oberhalb Goodyear/Colmar: Häufung herausgepflügter Steinmergeldolomit-Blöcke mit deutlich ausgebildeten Aufarbeitungs-Horizonten.
- R 85 550, H 84 550; E 27 / westlich Gonderange: in Strassenböschungen mehrere Meter Mergel und Dolomite des km<sub>3</sub>; Lagerungsverhältnisse durch Bruchtektonik kompliziert: in nordwestlicher Strassenböschung Auflagerung des Rhät erschlossen.

### 2.2.4. Mittlerer Keuper im Bereich der luxemburgischen Normalfazies

Zwischen Mersch bzw. Essingen am Nordwest-Rand des Lias-Plateaus und Gonderange bzw. Junglinster im Südosten des Blattgebietes werden die Schichten des Mittleren Keupers über eine Strecke von ca. 12 km weitgehend durch Rhät und Lias überdeckt. Erst in Annäherung an den «Sattel von Born», dessen NE-SW-streichende Achse an der Südost-Ecke des Blattgebietes vorbeizieht (LUCIUS 1948, vergl. auch Kap. D), treten die Serien des Pseudomorphosenkeupers (km<sub>1</sub>) und der Roten Gipsmergel (km<sub>2</sub>) erneut zutage; Schilfsandstein (km<sub>2s</sub>) hingegen fehlt.

Die petrographische Ausbildung dieser Schichtenfolgen schliesst unmittelbar an die Normalfazies der Trias Südost-Luxemburgs an. Sie werden deshalb in einem separaten Kapitel abgehandelt.

### Pseudomorphosenkeuper (km<sub>1</sub>)

Die Schichten des Pseudomorphosenkeupers werden hier als eine ca. 60 m mächtige Wechselfolge bunter dolomitischer Mergel und Tonmergel beschrieben, denen vereinzelt dünne graue quarzitisches Sandsteinbänkchen und wenige dünnplattige Dolomite eingelagert sind (LUCIUS 1948). Die Mergel sind stellenweise stärker sandig und zeigen alle Übergänge zu dünnbankigen tonigen, glimmerführenden Sandsteinen. Charakteristisch sind die auf den Sandsteinen zahlreich erscheinenden Pseudomorphosen nach Steinsalz mit Kantenlängen von bis zu 1,5

cm (Abb. 8a u. b, Tafel 1). Gips ist häufig, er bildet dünne Bänder von Fasergips oder geringmächtige feinkristalline Platten.

Da Aufschlüsse und Bohrprotokolle fehlen, orientierte sich die Kartierung an Lesesteinen und Bodenbeschaffenheit frisch gepflügter Ackerflächen. Die schweren, gräulich-roten bis -violetten Verwitterungsböden enthalten vereinzelte unregelmässige Brocken eines hellen, oft durch Gips-Auslaugung brekzierten und von einer rötlich-bunten Mergel-Matrix durchsetzten Dolomites. Als lokale Besonderheit finden sich hier neben den bereits erwähnten Sandstein-Typen auch gröbere, zum Teil geröllführende Sandsteine. Sie sind fein- bis mittelkörnig und von grünlich-grauer Farbe. Neben einzelnen Milchquarz-Geröllen und seltenen dunkelgrünen Quarzit-Geröllen bis zu 1 cm Grösse enthalten sie dünne Feinkies-Lagen. Auch die Sand-Fraktion besteht aus hellen Quarzen und dunklen Quarzit-Komponenten. Ursprünglich wohl von einer Gips-Matrix zementiert, wurden diese Gesteine im Verlauf der Verwitterung stark ausgelaugt, teilweise brekziiert und von Kalzit durchsetzt.

In lithologischer Hinsicht zeigen sich bereits deutliche Anklänge an den in der Kernbohrung Mersch erbohrten Pseudomorphosenkeuper. Demnach ist im äussersten Südosten des Blattgebietes ebenfalls noch mit einem gewissen, wenn auch geringen Einfluss grobklastischer Material-Einschüttungen vom nordwestlich gelegenen Festland zu rechnen. Ob die bisher nur als lokale Anhäufung von Lesesteinen nachgewiesenen geröllführenden Sandsteine stratigraphisch einem der konglomeratischen Horizonte der Randfazies entsprechen, konnte nicht geklärt werden. Gegebenenfalls muss die Reichweite der im Schnittprofil GH (vergl. Kartenblatt) eingezeichneten Konglomerathorizonte des  $km_1$  noch weit in südöstliche Richtung ausgedehnt werden.

Die Mächtigkeit des Pseudomorphosenkeupers wird von den Bearbeitern der beiden Nachbarblätter Echternach (Nr. 9) und Grevenmacher (Nr. 11) einheitlich mit 60 Metern angegeben. Innerhalb des Blattgebietes konnte dieser Wert nicht bestimmt werden, da die Grenze zum liegenden Unteren Keuper nicht erschlossen war.

### Rote Gipsmergel ( $km_2$ )

Im Südosten des Blattgebietes wird die Schichtenfolge des  $km_2$  ausschliesslich durch die Roten Gipsmergel vertreten, eine dem Schilfsandstein entsprechende sandige Fazies des unteren  $km_2$  ist dort nicht ausgebildet.

Die Roten Gipsmergel der Normalfazies bestehen aus einer Abfolge vorwiegend grellroter und dunkelroter dolomitischer Mergel, durchsetzt von Gips in Form von Fasergips-Bändern, Einzelkristallen und radialstrahligen Gips-Rosetten. Auch abbauwürdige Gips-Lager sind bekanntgeworden. Kalzit-Knauern, die Auslaugungsrelikte einer primären Gipsführung sind ein bezeichnendes Merkmal dieser Schichtenfolge. Sie durchsetzen als brekziöse zellige Aggregate von weisslicher, gelber oder rötlicher Farbe einzelne Horizonte der Mergel-Serien.

Weiterhin wurden - ähnlich wie in den Schichten des  $km_1$  - feinsandige Mergelbänke, einzelne lokale Dolomit-Einschaltungen und quarzitisches Sandsteinplatten mit Steinsalz-Pseudomorphosen beobachtet (LUCIUS 1948, v. HOYER et al. 1966).

Aufschlüsse oder Daten von Bohrprofilen fehlten auch innerhalb dieser Abteilung. Als Lesesteine finden sich unregelmässig begrenzte Brocken dichter, oft bunter Dolomite, die von den dunkelgrauen, charakteristischen Steinmergel-Dolomiten des  $km_3$  deutlich zu unterscheiden

sind. Darüberhinaus treten alle Übergänge zwischen roten, grünen, violetten und ockerfarbenen dolomitischen, tonigen und fein-sandigen Gesteinen auf. Sie sind teilweise von feinen Mergel- oder Gipslagen durchsetzt, oft auch durch Gips-Auslaugung brekziiert. Die dünnplattigen, grünlich-grauen Silt- bzw. Fein-Sandsteine weisen gelegentlich eine feine Schräg- oder Flaserschichtung auf.

Auf dem benachbarten Blatt Echternach (Nr. 9) ist ein schmaler, noch in das Blattgebiet hineinreichender Ausstrich von Schilfsandstein verzeichnet, der Ausläufer eines östlich gelegenen, mächtigen Vorkommens der typischen Sandstein-Fazies. Die Serien des Schilfsandsteins bestehen dort aus einer Abfolge dickbankiger toniger glimmerführender und gut sortierter Sandsteine von graugelber Farbe mit dunklen Tonzwischenlagen und einem hohen Gehalt an Pflanzenresten (im wesentlichen Equiseten-Stengel).

Eine sorgfältige Begehung in der Grenzregion der beiden Kartenblätter erbrachte jedoch keinerlei Anzeichen für eine Einschaltung derartiger Sandstein-Serien. Entsprechende Lesesteine fehlten völlig, eine ausgeglichene Morphologie der Landschaft und durchgehend rötliche Farbtöne der schweren tonig-mergeligen Verwitterungsböden wurden als weitere Hinweise gewertet.

Unter dem Vorbehalt ungenügender Aufschlussverhältnisse innerhalb des Blattgebietes ermittelte somit die vorliegende Kartierung ein Auskeilen der von Osten heranreichenden Sandsteinstränge bereits jenseits des Kartenrandes, im Gebiet des Blattes Echternach. Auch in der südlich anschliessenden Region bei Rodenbourg (Blatt Grevenmacher Nr. 11) wurde eine direkte Aufeinanderfolge von Pseudomorphosenkeuper und Roten Gipsmergeln, ohne Einschaltung einer Schilfsandstein-Fazies, kartiert.

Das Fehlen der typischen Schilfsandstein-Fazies im Südosten des Blattgebietes könnte einer ehemaligen Schwelle im Gebiet des «Sattels von Born» zugeschrieben werden. Schon LUCIUS (1948) vermutete einen Zusammenhang zwischen den tektonischen Struktur-Elementen Luxemburgs (vergl. Kap. D) und der Mächtigkeit und Fazies des unteren km<sub>2</sub>.

Auf der geologischen Karte wurde die Grenze km<sub>1</sub>/km<sub>2</sub> nach dem Farbumschlag der Verwitterungsböden von gräulich-roten zu intensiv roten Farbtönen festgelegt (vergl. auch v. HOYER et al. 1966). Die Schilfsandstein-Fazies wird vertreten durch rote (teilweise sandige?) Mergel mit wenigen cm-mächtigen Lagen eines grünen, tonigen, stark glimmerführenden Feinsandsteins. Der Begriff der hier ausgeschiedenen «Roten Gipsmergel» muss also in einem erweiterten stratigraphischen Sinne gesehen werden, er umfasst Bildungen des gesamten km<sub>2</sub>.

Die Mächtigkeit der Schichteinheit des km<sub>2</sub> wurde - soweit dieses im Rahmen einer Kartierung nach Bodenfarbe und Lesesteinen möglich war - mit 16-18 Metern bestimmt.

### Steinmergelkeuper (km<sub>3</sub>)

Die bereits in Kapitel 2.2.3 geschilderte Gesteinsausbildung des Steinmergelkeupers trifft weitestgehend auch auf die Verhältnisse im Südosten des Blattgebietes zu. Auch hier wird die Schichtenfolge des km<sub>3</sub> von schweren Verwitterungsböden überdeckt, durchsetzt mit den typischen kantigen Steinmergeldolomit-Stücken. Der stratigraphische Übergang von den Roten Gipsmergeln zum Steinmergelkeuper dokumentiert sich in einem deutlichen Umschlag der Bodenfarbe von intensiv roten zu grauen Farbtönen. Im Bereich der Normalfazies ist dies das entscheidende Kriterium bei der Kartierung (WIBOWO 1967).

Der Grenzbereich km<sub>2</sub>/km<sub>3</sub> ist auch hier mit Horizonten von Auslaugungsresiduen durchsetzt.

Die Bankung des Steinmergelkeupers ist über grosse Distanzen zu verfolgen. Im südöstlichen Luxemburg tritt im mittleren Teil dieses mächtigen und einförmigen Schichtpaketes eine horizontbeständige dolomitische Leitbank («repère LUCIUS») auf (FEUTH 1966, HARY & MULLER 1967). Ob diese Leitbank sich bis in das südöstliche Blattgebiet fortsetzt, konnte in Ermangelung geeigneter Profile nicht geklärt werden.

MULLER (1967) verglich den «repère LUCIUS» mit dem Dolomit-Horizont des Medernacher Bonebeds (vergl. Kap. 2.2.3) und hielt eine Konstanz dieser Leitbank über ca. 30 km bis an den Nord-Rand des Lias-Plateaus für möglich. Eine gleiche stratigraphische Position wies er einer von LUCIUS (1948, S. 107) erwähnten fossilführenden, porösen Steinmergelbank zu (vergl. Kap. 2.2.3).

Diese Korrelationen entbehren jedoch einer gesicherten stratigraphischen Grundlage: Steinmergelbänke der erwähnten Art sind nordwestlich des Lias-Plateaus innerhalb der Schicht-Abfolge des Steinmergelkeupers recht häufig. Der betreffende Horizont des Medernacher Profils muss nach der gegenüber LUCIUS abgeänderten dortigen Gesamt-Mächtigkeit des  $km_3$  (ca. 40 m statt 20-30 m) dem mittleren statt dem oberen Steinmergelkeuper zugeordnet werden (Abb. 12), sodass eine Identität mit der Leitbank Südost-Luxemburgs nur wenig wahrscheinlich ist.

Aufarbeitungs-Horizonte innerhalb des  $km_3$  sind nicht auf den ehemals randnahen Bereich im Nordwesten des Lias-Plateaus beschränkt. So fanden sich auch im Gebiet der Normalfazies, östlich Junglinster, Lesesteine eines aufgearbeiteten Steinmergeldolomits: Bis zu 3 cm grosse, kantengerundete Dolomit-Gerölle sind in einer Matrix feinerer Intraklasten eingebettet und wechsellagern mit mm-starken, von Schrumpfungsrissen durchsetzten Dolomitlagen.

Die Mächtigkeit des Steinmergelkeupers im südöstlichen Blattgebiet beträgt ca. 45 m. Dieser in Anbetracht einer ca. 70 m mächtigen  $km_3$  -Abfolge bei Mersch und den Angaben angrenzender Kartenblätter von 60 bzw. 50-60 m recht niedrige Wert stützt sich auf die Annahme einer ungestörten Schichtlagerung im Gebiet südöstlich Junglinster. Die reduzierte Steinmergelkeuper-Serie dieses Gebietes ist möglicherweise als Schwellenfazies auf der alt-angelegten Struktur des späteren «Sattel von Born» anzusehen (vergl. auch Kap. 2.2.1).

Die Möglichkeit einer relativ differenzierten Mächtigkeitsverteilung des  $km_3$  und einer Reduktion dieser Serien in südlicher bzw. südöstlicher Richtung - ausgehend von einem Mächtigkeits-Maximum (?) in der Umgebung von Mersch - war bei der Kartierung des südlichen Blattgebietes nicht genügend berücksichtigt worden. Das Verbreitungsgebiet der Roten Gipsmergel ( $km_2$  i.e.S.) hatte noch LUCIUS (1948) auf die Region der Normalfazies beschränkt, die petrographisch eng an  $km_3$ -Schichten anschliessende mergelige Gesteinsausbildung des oberen  $km_2$  der Randfazies war bisher nicht bekannt gewesen.

Das von MERTENS (1982, S. 27) aus einer Baugrube bei Bofferdange unmittelbar südlich des Kartenrandes beschriebene Steinmergelkeuper-Profil ist somit neu einzustufen: Es umfasst die in Kapitel 2.2.3. schilderte charakteristische Grenzzone  $km_2/km_3$  und noch ca. 3 m des oberen  $km_2$ , demnach wären dem  $km_3$  dort nur ca. 50 m Mächtigkeit zuzuordnen. Ein erneutes Zutreten von  $km_2$  im Tal der Alzette, im südlichsten Teil des Blattgebietes, ist daher nicht auszuschliessen.

### Fossilgehalt

Aus den Schichten des Pseudomorphosenkeupers und der Roten Gipsmergel der gesamten Normalfazies des luxemburgischen Gutlandes sind keine Fossilien bekannt geworden (LUCIUS 1948, v. HOYER et al. 1966).

Den Serien des Steinmergelkeupers wird in benachbarten Gebieten eine bescheidene Fauna zugeschrieben (*Modiola minima* SOWERBY, *Nucula* sp., *Natica* sp. (?)) sowie Fischschuppen; v. HOYER et al. 1966). Im nur schlecht erschlossenen  $km_3$  des südöstlichen Blattgebietes wurden keine Fossilreste gefunden.

### Aufschlüsse

Aufschlüsse in Pseudomorphosenkeuper und Roten Gipsmergeln fehlen.

R 86 400, H 84 500; ehemalige Bahntrasse / Gonderange: Profil im Steinmergelkeuper, interessante Auslaugungs- und Brekzierungs-Erscheinungen in einer 20 cm starken Dolomitmergel-Bank; sanftes flexurales Schicht-Abbiegen.

## 2.3. OBERER KEUPER (Rhät)

### 2.3.1. Unteres Rhät (ko<sub>1</sub>)

Mit einer in Mächtigkeit und Fazies stark schwankenden Abfolge von schwarzen blättrigen Tonen, Sandsteinen und Konglomeraten beginnt der Obere Keuper. Dabei bietet die Auflagerung schwärzlicher Tonsteine des Unteren Rhäts (ko<sub>1</sub>) auf blassgrünen Mergeln des Steinmergelkeupers oft einen augenfälligen farblichen Kontrast (Abb. 14, Tafel 2).

Die Karbonatgehalte der klastischen Serien des ko<sub>1</sub> sind sehr gering, statt Dolomit erscheint Kalzit. Der Gehalt an Feldspat ist verhältnismässig hoch, das Tonmineral-Spektrum gegenüber dem Liegenden deutlich verändert. Im breit gestreuten Spektrum der Schwerminerale dominieren ultrastabile Mineraltypen (vergl. ANTUN 1953, BAUMEISTER 1979, MERTENS 1982).

Innerhalb der psammopelitischen Wechselfolge des ko<sub>1</sub> bildet der gelblich-weiße, im allgemeinen wenig verfestigte, z.T. aber auch kieselig zementierte Rhätsandstein den weitaus mächtigsten Teil. Es handelt sich um die sandigen Füllungen relativ schmaler ehemaliger Strömungsrinnen. Schlick- und Steinmergelgerölle und die sehr gute Sortierung dieser mittelkörnigen Sande belegen hohe und über längere Zeit konstante Wassergeschwindigkeiten. SPIES (1982) rekonstruierte ein SW-NE-Streichen zweier Sandsteinrinnen des Unteren Rhäts im südlichen Teil des Blattgebietes. Messungen an den Leeblättern mitteldimensionaler Schrägschichtungseinheiten dokumentierten eine mittlere Schüttungsrichtung gegen Südwesten (SPIES 1982).

Zu den Seiten hin, in Richtung NW bzw. SE, reduzieren sich die mächtigen Rinnensedimente bis auf geringmächtige Bänken innerhalb einer engen rhythmischen Wechsellagerung von schwarzen blättrigen Tonen und dünnen Linsen und Lagen von Sand und Silt (Abb. 15). Die sandig-tonigen Wechselfolgen dieser Zwischenrinnenfazies sind die Bildungen eines vergleichsweise ruhigen, wohl flachen Ablagerungsraumes. Hohe Glimmer-Anteile, Pflanzenreste, spezifische Kolk- und Stossmarken auf den Schichtflächen und ein charakteristisches engräumiges Neben- und Übereinander von Rippel-, Linsen-, Flaser- und welliger Horizontalschichtung sprechen für einen randmarinen Sedimentationsraum. Die sandigen Rinnen entsprechen ehemaligen Entwässerungskanälen (Priele im Wattbereich; MERTENS 1982, vergl. auch HENDRIKS 1982). Auch finden sich Lesedecken von Reptilien- und Fischresten, Pflaster von typischen Muscheln des Wattbereiches und schliesslich Fressspuren und Grabbauten von Würmern und anderen Sediment-Bewohnern eines gezeiten-beeinflussten Lebensraumes (MERTENS 1982, SPIES 1982).

Die Basis des Rhät ist meist konglomeratisch entwickelt; Mergel- und Dolomitgerölle innerhalb des von Quarzen und Quarziten beherrschten Geröllspektrums belegen die partielle Aufarbeitung des Steinmergelkeupers. Den Rhätsandsteinen und schwarzen siltigen Tonlagen sind in verschiedenen Niveaus ebenfalls mehrere Geröll-Horizonte eingelagert. Im Bereich der geringmächtigen Zwischenrinnenfazies bilden die Gerölleinschaltungen oft markante Konglomeratbänke, die sich jedoch kaum über längere Entfernungen verfolgen lassen (MERTENS 1982).

Die ko<sub>1</sub>-Profile der Region zwischen Imbringen, Bourglinster und Junglinster im Süden und Lorentzweiler, Weyer und Godbrange im Norden sind durch deutlich erhöhte Geröllführung gekennzeichnet. Sandsteine treten zurück (Abb. 15, Profile IV u. V). MULLER (1974) schrieb diese lokale Sonderfazies einer SW-NE-gestreckten, nach Nordosten noch bis Echternach zu verfolgenden, engbegrenzten Schwellenregion innerhalb des damaligen Beckenraumes zu.

In den maximal 80 cm-mächtigen Konglomeratserien bei Lorentzweiler und Junglinster erscheinen noch einzelne bis zu 15 cm durchmessende Grobkies-Komponenten. Mit zunehmender Entfernung von der Schwelle nehmen Geröll-Größen und -Mengen rasch ab. Die Zurundung ist deutlich besser, auch lässt sich eine allmähliche Verschiebung der Mengenanteile einzelner Geröllkomponenten beobachten. Der Anteil schwärzlich-brauner oder rötlicher Kieselkalke, die in der Geröllfraktion bei Junglinster bei weitem überwiegen, verringert sich stark in nordwestlicher Richtung (ANDRZEJEWSKI 1981, MERTENS 1982, SPIES 1982). ANTUN (1960) rekonstruierte anhand dieser allmählichen Verarmung des Geröllspektrums gegen Westen bzw. Nordwesten ein im Osten gelegenes Liefergebiet. Dort sollte zur Zeit des Rhäts eine ehemalige Trias-Überdeckung des Hunsrücks abgetragen worden sein. Die genannte Untiefe zwischen Lorentzweiler und Echternach wäre somit als eine angelagerte Vorschüttung grobklastischer Sedimente an der Küste zu deuten.

Im Profil Lorentzweiler dokumentieren drei Sedimentationszyklen mit Kornverfeinerung zum Hangenden eine mehrfach wiederholte Schüttung von terrigenem Detritus mit periodisch abnehmender Strömungsenergie. Auffällig ist ein sehr breites Korngrössenspektrum und die unterschiedliche Zurundung der Gerölle. Dies erforderte eine zeitweilig sehr hohe Strömungsgeschwindigkeit, bei der grössere Gerölle rollend bewegt, kleinere hingegen schwebend oder hüpfend transportiert und - bei nur geringen Transportweiten - kaum zugerundet wurden. Bei der Verminderung der Transportkraft kam es zu einer nahezu gleichzeitigen Sedimentation sehr unterschiedlicher Korngrößen und damit zur Bildung von Grobkies-Konglomeratlagen mit tonig-sandigem Bindemittel (MERTENS 1982).

Westlich der Alzette-Linie dominieren wieder die typischen, sandig-siltig-tonigen Mischwatt-Sedimente der Zwischenrinnenfazies.

Im äussersten Nordwesten des Blattgebietes treten generell sehr geringe Geröllgehalte auf, am Nordhang des Helperknapps fehlt selbst das Basis-Konglomerat des Rhäts. Die dort vereinzelt eingestreuten schwarzen und weissen Kiesel sind gut abgerollt, glatt poliert und kaum über 1 cm gross (HEILMANN 1979). Erstmals ist in Annäherung an den Rand der Ardennen keine Zunahme der Geröllführung zu beobachten. Auch treten völlig neuartige Komponenten-Typen auf. Die bereits erwähnten Kieselkalke leitete ANTUN (1960) teilweise von synsedimentär verkieselten triadischen Karbonaten ab. Eingeschlossene Fossilreste deuteten häufig auf Muschelkalk. Dunkle Feuersteine stammen nach ihrer Mikrofauna möglicherweise aus dem Dinant (WALZ 1971). Dunkle feinkörnige, dichte Quarzite könnten den Revin-Quarziten des Stavelot-Massivs entsprechen. Der Rest des Geröllspektrums besteht im wesentlichen aus weissen Gangquarzen, untergeordnet auch aus arkosigen Sandsteinen.

Zur Herkunft der Sande des Unteren Rhät wird zum Teil auch eine erneute Umlagerung klastischer Sedimentanteile der älteren Trias diskutiert (ANTUN 1953, SPIES 1982). HENDRIKS (1982) schrieb das enge Nebeneinander von zum Teil konglomeratischen Rinnen und intertidaler Schlick- und Sandwattsedimentation einem «ästuarinen», durch äusserst hohe Strömungsenergien gekennzeichneten Milieu zu. Vom Nordrand der Ardennen stammendes Sandmaterial sollte nach einem Transport durch die enge Meeresstrasse der Eifeler-Nord-Süd-Zone zur Ausbildung eines ausgedehnten Delta-Komplexes südlich der Siercker Schwelle beigetragen haben.

Den Top der  $ko_1$ -Serien bilden häufig geringmächtige karbonatisch verkittete Sandsteinbänkchen. Ihre Karbonatgehalte betragen innerhalb des Blattgebietes etwa 8% (BINTZ et al. 1970, MERTENS 1982), westlich des Kartenrandes jedoch bis zu 32% (BAUMEISTER 1979).

Untersuchungen der Mikroflora des  $ko_1$  südlich von Mersch (SPIES 1982) ergaben ein mittel- bzw. oberrhätisches Alter einiger unmittelbar dem Steinmergelkeuper aufliegender Sandstein-Stränge. Damit ist der Beweis für die vollständige Aufarbeitung älterer Rhätsedimente im Bereich dieser Rinnen erbracht. Die Grenzfläche zu den Roten Tonen des  $ko_2$  ist dort also nur eine Fazies-Grenze innerhalb des oberen Rhäts.

### Mächtigkeiten

Das differenzierte Mächtigkeitsbild des Unteren Rhät entspricht der Fazies-Gliederung dieser Serien in einzelne NE-SW-verlaufende Sandsteinstränge, die jeweils von einer geringmächtigen Zwischenrinnenfazies flankiert werden (Abb. 15). In Gebieten der Rinnenfazies werden Mächtigkeitswerte von maximal 7 (bei Keispelt) bzw. 10 Metern (am Billknapp bei Fensterdall) erreicht. Die Zwischenrinnenfazies des  $ko_1$  erreicht demgegenüber meist nur Mächtigkeiten zwischen 1 und 3 Metern, im nordöstlichen Blattgebiet sogar 0,5-0,8 Meter (frndl. mündl. Mitt. A. ANDRZEJEWSKI).

HOLLMANN (in Vorber.) rekonstruierte eine deutliche Übereinstimmung der  $ko_1$ -Faziesverteilung mit den tektonischen Struktureinheiten. So ist beispielsweise die Schwellenregion Lorentzweiler-Echternach mit ihrer geringmächtigen konglomeratreichen Fazies an die Position des heutigen «Sattels von Blaschette» geknüpft. Sie endet gemeinsam mit dieser Sattelstruktur an einer durch den Alzette-Lauf markierten rheinisch-streichenden Depressions-Zone (vergl. auch Kap. D). Profile des  $ko_1$  etwa bei Blaschette erreichen nur wenige Dezimeter Mächtigkeit (0,3-0,7 m, HOLLMANN, in Vorber.).

Die Verbreitung mächtiger Sandstein-Abfolgen südlich dieser Schwellenregion korrespondiert mit der heutigen «Mulde von Junglinster». Der zwischen Lintgen, Prettingen und Keispelt verlaufende Sandsteinstrang zeichnet die Gesamt-Struktur (Nord- und Südflügel, s. Kap. D) der «Mulde von Weilerbach» nach. Das mächtige Untere Rhät des nordwestlichen Blattgebietes (HEILMANN 1979) ist möglicherweise als streichende Fortsetzung der westlich des Kartenrandes gelegenen Rhätsandstein-Profile von Schwebach, Kapweiler und Levelange zu deuten und einer gemeinsamen, weiträumigen Rinnenstruktur zuzuordnen (vergl. auch FEUTH-SIEDEK et al. 1970).

### Fossilgehalt

Die Leitform des Rhäts, die Muschel (*Rhaet-)**Avicula contorta* PORTLOCK ist in Luxemburg selten; BINTZ et al. (1970) erwähnen sie vom Ditzebierg bei Kapweiler, ca. 2km westlich des Kartenrandes. Innerhalb des Blattgebietes wurde sie bisher nicht bekannt.

Am Merscher Schwimmbad fand SPIES (1982) als typische Vertreter der marin-brackischen *contorta*-Fauna (vergl. auch WILL 1969) *Pecten acuteauritus* SCHAFHÄUTL, *Mytilus* sp., *Anomya* sp. und einige Myidae, darüberhinaus *Natica* sp.. Ein durch Strömung eingeregelttes Miesmuschel-Pflaster (cf. *Mytilus minutus* GOLDFUSS) beschrieb MERTENS (1982) von Schoenfels. Die schwarzen Tone und feinschichtigen Ton-Silt-Sand-Rhythmite des Unteren Rhäts enthalten Fischzähne, -schuppen und Reste von Echinodermen (MERTENS 1982, SPIES 1982).

Ein geröllführender Sandstein bei Schoenfels enthielt Zähnchen und Knochenreste von *Saurichthys acuminatus* AGASSIZ und - unter Vorbehalt - *Saurichthys longiconus* PLIENINGER (MERTENS 1982). Ein weiterer Zahn ist möglicherweise *Hybodus* sp. zuzuordnen (vergl. auch MULLER 1964). Nicht näher bestimmte Vertebraten-Reste sind innerhalb einzelner Geröll-Lagen bei Junglinster als Bonebed angereichert (WALZ 1971).

### Aufschlüsse

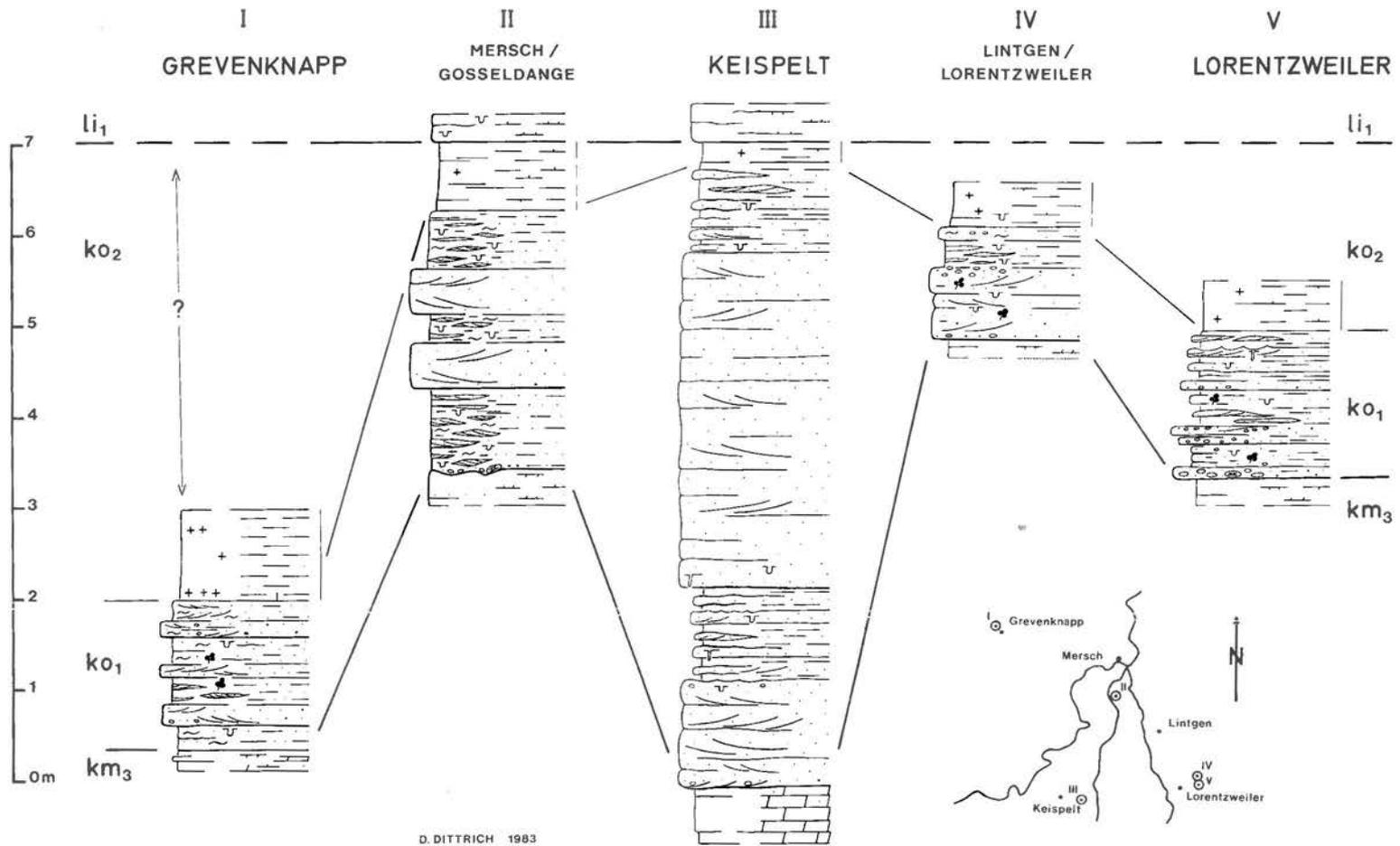
Die mächtigen tonarmen Sandsteine der Rinnenfazies treten relativ häufig zutage, Aufschlüsse in der geringmächtigen tonig-sandig-konglomeratischen Zwischenrinnenfazies sind selten.

- R 81 150, H 96 880; C.R. 119 / östlich Schrondweiler: in Strassenböschung 2,85 m mächtiges Rhät vollständig erschlossen: über grüngrauen Mergeln des km<sub>3</sub> 10-15 cm Basiskonglomerat, ca. 1,5 m hellgelber, mittel- bis grobkörniger Rhätsandstein, dann fette rote Tone des ko<sub>2</sub>; schwarze Blättertone fehlen.
- R 74 550, H 85 100; Mergendallergrund / südliches Mamertal: entlang Waldrand ca. 3,5 m mächtiger Rinnensandstein des ko<sub>1</sub> erschlossen, am Top vereinzelte Ton-Zwischenlagen.
- R 73 830, H 84 640; Wasserriss / östlich Keispelt: 7 m mächtiges Rhät unzusammenhängend erschlossen (Rinnenfazies, vergl. auch Abb. 15, Profil III).
- R 85 550, H 84 550; E 27 / westlich Gonderange: in westlicher Strassenböschung über Dolomit des Steinmergelkeupers ca. 2 m mächtiger ko<sub>1</sub>; tonige Sandsteine und schwarze blättrige Tone, am Top 15 cm geröllführende Tone, höher graue und rote Tone des ko<sub>2</sub>.
- R 78 830, H 85 440; Wegböschung / nordöstlich Lorentzweiler: Unteres Rhät in der konglomeratischen Fazies der Schwellenregion Lorentzweiler-Echternach (vergl. auch Abb. 15, Profil V).
- R 88 000, H 88 000; E 27 / nordwestlich Junglinster (östlicher Blattrand): in Strassenböschung über Mergeln und Dolomiten des km<sub>3</sub> ca. 1,6 m mächtiges, konglomeratisch-sandig-toniges Unteres Rhät vollständig erschlossen; höher rote Tone des ko<sub>2</sub> (vergl. auch KRAMP 1965).
- R 81 750, H 86 050; Kneppchen / nördlich Imbringen: entlang kleiner Pfade über den Hügel vereinzelte Stücke eines relativ grobkiesigen Konglomerates des ko<sub>1</sub>.

### 2.3.2. Oberes Rhät (ko<sub>2</sub>)

Die geringmächtige Abfolge meist lebhaft rot gefärbter Tone entspricht einer relativ karbonat-armen, tonigen Fazies der «Mergel von Levallois» Lothringens.

Im Korngrössenspektrum dominieren Ton und Silt, die Tongehalte übersteigen meist 50 Gewichts% und nehmen nach oben hin zu. Die Sandfraktion ist nur untergeordnet vertreten. Feldspat- und Glimmeranteile sind im Vergleich zum Unteren Rhät deutlich vermindert. Gelegentlich tritt eine feine Bänderung von grauen siltigeren Lagen und roten tonigen Lagen auf; rote Tonpartien sind vereinzelt von hellgrauen Farbschlieren durchzogen. HOLLMANN (in



D. DITTRICH 1983

Abb. 15: Fazies-Typen des Rhäts (Profillinie etwa senkrecht zum Verlauf der Rinnenfazies).

[Profil I: nach HEILMANN 1979 (R 70 000, H 92 300); Profil II: nach SPIES 1982 (Kernbohrung, R 75 201, H 88 957); Profil III: nach MERTENS 1982 (R 73 830, H 84 640), projiziert auf Rinnen-Querprofil; Profil IV: nach SPIES 1982 (R 78 540, H 85 840); Profil V: nach MERTENS 1982 (R 78 830, H 85 440)]

Vorber.) beobachtete in der Position des Sattels von Blaschette (Kap. 2.3.1) in den dort sehr geringmächtigen Serien des  $\text{ko}_2$  ausschliesslich graue Farbtöne. Nach Nordwesten und Südosten stellen sich zunächst wechselnd graue und rote, dann wieder vorwiegend rote Farben ein (vergl. auch WALZ 1971).

Die primär feinblättrigen roten Tone sind stellenweise durch die Auflast des Luxemburger Sandsteins stark verquetscht und entschichtet.

Geröllführende Tone im unteren  $\text{ko}_2$  wurden vielfach aus der Region Bourglinster-Junglinster beschrieben (KRAMP 1965, WALZ 1971, MULLER 1974). Zur Erklärung dieser ungeschichteten geröllführenden Tonpartien zog WALZ (1971) abgeglittene Sedimentmassen im Uferbereich des Rhätmeeres heran.

Der Karbonatgehalt der roten Tone ist im wesentlichen auf millimeter-grosse Kalzitknötchen konzentriert, die zum Hangenden hin deutlich zunehmen. Angaben von BAUMEISTER (1979) und BINTZ et al. (1970) über die maximalen Karbonatgehalte der Tone schwanken zwischen 5 und 29 Gewichts%.

Mit einem Vergleich des Karbonatanteils von übertage gewonnenen Proben und frischem Bohrkern-Materials des Oberen Rhäts konnte SPIES (1982) die Kalzit-Knötchen als sekundäre, verwitterungsbedingte Bildungen identifizieren. Unterhalb der Verwitterungszone erbohrte Tone enthielten bis zu 12% feinverteilten Dolomit, Kalzit fehlte. Der Dolomit zeigte über die Werte der  $\text{km}_3$ -Dolomite ( $\text{Ca}_{51-52} \text{MG}_{49-48}$ ) hinaus leicht angehobene Calcium-Gehalte ( $\text{Ca}_{53-54} \text{MG}_{47-46}$ ), möglicherweise ein Hinweis auf eine Genese unter nicht-aridem Klima (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Der ursprünglich diffus im Sediment verteilte Dolomit wurde wohl im Verlauf der Spätdiagenese gelöst, im Kationen-Austausch mit den Ca-reichen Wässern der hangenden Lias-Kalke wurde Kalzit ausgeschieden.

Ein ähnlicher Zusammenhang zwischen Tiefenlage und Materialbeschaffenheit scheint hinsichtlich der Gesteinsfarbe zu bestehen. So traten in Bohrkernen des  $\text{ko}_2$  bei Mersch mittelbraune Farbtöne auf; die charakteristische Rotfärbung entsteht möglicherweise erst während der Verwitterung und Dedolomitisierung (SPIES 1982).

Der im Gelände gut zu verfolgende  $\text{ko}_2$ -Horizont ist für die Erfassung der Lagerungsverhältnisse von grosser Bedeutung. So basieren Konstruktion und Darstellung der Tektonik des luxemburger Gutlandes meist auf der markanten Grenzfläche der roten Tone des Oberen Rhäts gegen die dunklen Mergel der Psilonotenschichten (vergl. auch LUCIUS 1948).

Ein hoher Anteil an Smectit, einem durch Wasseraufnahme stark quellenden Tonmineral, macht die Tonfolgen des Oberen Rhäts zu einem äusserst gefährlichen Baugrund. Die nicht vollständig von den Psilonotenschichten aufgehaltenen Wässer des Luxemburger Sandsteins sickern bis zu den Tonen des Rhät durch und bedingen deren fast ganzjährige Durchfeuchtung. Umfangreiche Hangrutsche sind die Folge. Wo die zum Lias-Plateau hinaufführenden Strassen über längere Strecken auf der Verflachung des Rhät verlaufen, sind ständige, umfangreiche Strassen-Ausbesserungsarbeiten erforderlich. Eine Gefahr bilden auch abrutschende oder kippende grössere Sandstein-Schollen des Hangenden, die, zerlegt durch Klüfte und Spalten, auf der plastischen Ton-Unterlage kaum dauerhaften Halt finden.

Die Sedimentationsbedingungen der Roten Tone deutete LUCIUS (1948 u. 1955) als die eines flachen, limnisch-lagunären Ablagerungsraumes mit gelegentlichen marinen Einschaltungen.

gen. Neuere Untersuchungen, die eine spärliche marine Mikro- und Makrofauna nachwiesen, deuten auf weitgehend marine Sedimentation (MULLER 1974, MERTENS 1982, SPIES 1982, ACHILLES, BELOW & SPIES, in Vorber.), granulometrische Daten belegen von Gezeiten unbeeinflusste, äusserst schwach-energetische Ablagerungsbedingungen (HENDRIKS 1982).

Die Bildungsbedingungen zeigen eine kurzfristige Rückkehr der typischen lagunären Keuper-Fazies an. Die Karbonatgehalte der roten Tone sind gegenüber dem liegenden  $ko_1$  deutlich erhöht, erreichen jedoch - wohl wegen veränderter klimatischer Bedingungen (vergl. Kap. B) - nicht mehr die des Steinmergelkeupers; wieder tritt Dolomit auf. Das Spektrum der Tonminerale deutet mit merklich erhöhtem Gehalt an Quellfähigen ebenfalls auf einen Wechsel zu stärker humidem Klima.

### Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten des  $ko_2$ -Tone schwankt im mittleren und südöstlichen Blattgebiet zwischen 3,5 Metern und (zwischen Fischbach und Eisenborn) 2 Dezimetern (vergl. auch HOLLMANN, in Vorber., SPIES 1982). Im nordwestlichen Blattgebiet werden Mächtigkeiten von etwa 5 Metern erreicht.

Nach der Kartierung von A. ANDRZEJEWSKI auf Blatt Mersch keilen die Serien am Nordwestrand des Lias-Plateaus nördlich des Laangerterkopps zwischen Nommern und Medernach aus und fehlen noch bis in die Umgebung von Larochette.

### Fossilgehalt

Makrofossilien fehlen in den Roten Tonen des Oberen Rhäts. MERTENS (1982) wies feinste Echinodermenreste nach. Das Fehlen weiterer kalkiger Mikrofossilien schrieb er spätdiagenetischen Lösungs- und Umlagerungsprozessen zu, wie sie auch durch die Kalzitkonkretionen dokumentiert werden. SPIES (1982) beschreibt marine Dinoflagellaten aus einem Profil südlich Mersch.

KRAMP (1965) fand in einer geröllführenden Tonprobe des  $ko_2$  bei Junglinster die Ostracodengattung *Hungarella* sowie ein Schuppenbruchstück von *Gyrolepis* sp. und einen Zahn von *Hybodus orthoconus* PLIENINGER. Eine sekundäre Umlagerung von Sediment- bzw. Fossilmaterial des Unteren Rhäts ist hier nicht auszuschliessen.

Palynologische Untersuchungen (SPIES 1982) bestätigen die Lage der biostratigraphischen Grenze Oberes Rhät/Unterer Lias an der lithologischen Grenze der Roten Tone gegen die Psilotenschichten. Vereinzelt auftretende Foraminiferen- und Ostracodenformen des Lias unterhalb dieser Grenze (vergl. auch MULLER 1974) seien als marine Faziesfossilien und damit als Beleg für die schon im Oberen Rhät einsetzende marine Beeinflussung der Sedimentation zu deuten.

### Aufschlüsse

Aufschlüsse in den roten Tonen des  $ko_2$  sind meist sehr kurzlebig.

- R 81 150, H 96 880; C.R. 119 / östlich Schrondweiler: in Strassenböschung über Sandsteinen des Unteren Rhäts ca. 1,2 m fette rotbraune Tone des  $ko_2$ , vereinzelt graue Farbschlieren, unregelmässig verteilte mm-grosse Kalzitkonkretionen.
- R 78 770, H 94 350; Strassenböschung südöstlich Oberglabach: ca. 1,2 m fette rotbraune, in Schlieren z.T. auch grau-gefärbte Tone.
- R 77 970, H 93 550; C.R. 306 / südwestlich Oberglabach: in Strassenböschung ca. 1 m rotbraune Tone; unregelmässig eingestreute mm-grosse Kalzitkonkretionen, lokal sekundäre sandige Verunreinigungen.
- R 85 550, H 84 550; E 27 / westlich Gonderange: in westlicher Strassenböschung über Sandsteinen und Tonen de  $ko_1$  gut 2 m rote Tone des  $ko_2$ , untere Partien grau-gefärbt.
- R 88 000, H 88 000; E 27 / nordwestlich Junglinster (östlicher Blattrand): in Strassenböschung ca. 1,5 m überwiegend rote Tone des  $ko_2$ , im unteren Teil vereinzelt eingestreute Quarzitzerölle (vergl. auch KRAMP 1965).

## II. JURA (Lias)

### 1. Hettangium

Die im Hettangium und Sinemurium ausgeschiedenen Schichtabfolgen - Pylonotenschichten ( $li_1$ ), Luxemburger Sandstein ( $li_2$ ) und Mergel und Kalke von Strassen ( $li_3$ ) - sind petrographisch definierte Schichtkomplexe mit heterochronen Faziesgrenzen. Anhand der Zonengliederung durch Ammoniten (Abb. 16) konnte die Fazies des Luxemburger Sandsteins als eine Art schiefgestellte Sandlinse innerhalb der dunklen Mergel und Kalke des  $li_1$  bzw.  $li_2$ , der sogenannten «lothringischen Fazies», identifiziert werden.

ABTEILUNG	STUFE		ZONE
Lias (Unterer Jura)	HETTANGIUM	OBERES	<u>angulata - Zone</u> Schlotheimia angulata (v.SCHLOTHEIM)
		UNTERES	<u>liasicus - Zone</u> Alsatites liasicus (D'ORBIGNY)
			<u>portlocki - Zone</u> Wahneroceras portlocki HYATT
			<u>johnstoni - Zone</u> Psiloceras (Caloceras) johnstoni (SOWERBY)
			<u>planorbis - Zone</u> Psiloceras planorbis SOWERBY

Abb. 16: Stratigraphische Gliederung des Hettangiums in den geologischen Karten Luxemburgs (nach BINTZ & MULLER 1966, ergänzt nach MULLER 1974)

Im stratigraphischen Schema der Abbildung 17 sind die Beziehungen zwischen Zeit- und Faziesgrenzen in einem SE-NW-orientierten Schnitt durch das südliche Luxemburg dargestellt. Es basiert auf den Ergebnissen von BINTZ & MULLER (1966) und der Annahme, dass der Luxemburger Sandstein frühestens mit der *angulata*-Zone einsetzt (vergl. auch MULLER 1974).

Neuere Untersuchungen (MULLER 1980) zeigten jedoch, dass die zeitliche Einstufung der Faziesgrenzen  $li_1/li_2$  bzw.  $li_2/li_3$  weiter zu differenzieren sind. Darauf weisen auch die Befunde von BINTZ et al. (1970), die der jeweiligen Aufarbeitungsfläche am Top des Luxemburger Sandsteins, der sogenannten «surface taraudée», unterschiedliche Alterswerte zuweisen. MULLER (1980) zeigte auch, dass die Versandung des Hettangiums im östlichen und südöstlichen Luxemburg unterhalb der *angulata*-Zone beginnt, bei Burmerange beispielsweise in der unteren *liasicus*-Zone. In Nordwest-Richtung schwillt der Sandkörper des  $li_2$  an und umfasst immer jüngere biostratigraphische Einheiten.

Innerhalb des Blattgebietes schwankt die Untergrenze des  $li_2$  nach Einschätzung von MULLER (1980) zwischen der untersten *liasicus*- und der untersten *angulata*-Zone. Bei Junglinster waren nur noch *planorbis*-, *johnstoni*- und *portlocki*-Zone in der «lothringischen», kalkig-mergeligen Fazies der Pylonotenschichten nachzuweisen (WALZ 1971). MERTENS (1982) belegt durch einen Fund von *Alsatites quedinburgensis* LANGE, einer Leitform der *liasicus*-Zone (vergl. auch MULLER 1974), 54 m oberhalb der Sandstein-Basis in einem Profil bei Lorentzweiler die tiefe Position der  $li_1/li_2$ -Grenze. Ein Fund von *Waehneroceras (Stortoceras) curvionatum* (WAEHNER) in den obersten Partien der Pylonotenschichten (MERTENS 1982), charakteristisch für die *portlocki*-Zone, bestätigte diese Einstufung.

In den 2 km westlich des Kartenrandes gelegenen Profilen bei Kapweiler/Ditzberg und Schwebach reicht die lothringischen Fazies der Pylonotenschichten bereits bis in die Zone mit *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM) hinauf (BINTZ et al. 1970), die Sandstein-Fazies setzt dort relativ spät ein (vergl. auch LUCIUS 1948).

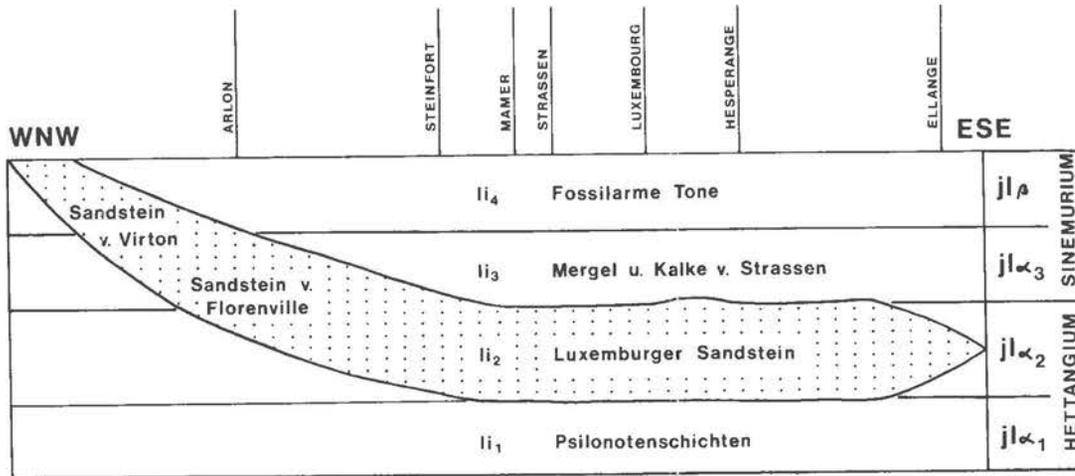


Abb. 17: Stratigraphische Stellung des Luxemburger Sandsteins (schematisches Profil, Länge ca. 50 km, ohne Höhenmassstab; nach BINTZ & MULLER 1966).

### 1.1. Pylonotenschichten ( $li_1$ )

Die Pylonotenschichten ( $li_1$ ) umfassen eine unregelmässige Wechsellagerung dunkler blättriger Mergel und Siltsteine mit graublauen Kalken und Kalksandsteinen. Im unteren und oberen Teil überwiegen härtere kalkige, z.T. auch sandig-siltige Gesteine, im mittleren Teil dominieren

die Mergel. Die Bankdicken liegen meist unter einem halben Meter. Die Gesteine sind wenig verwitterungsbeständig und treten in der Geländemorphologie kaum in Erscheinung. Meist sind sie von einer mächtigten Decke sandigen Verwitterungsschutts des Luxemburger Sandsteins überlagert. Natürliche Aufschlüsse sind selten. Nur im Nordwesten des Lias-Plateaus, in Bereichen höherer  $li_1$ -Mächtigkeiten, bilden die Kalk- und Mergelfolgen flache, der Sandstein-Steilstufe vorgelagerte Erhebungen und stehen dort grossflächig an, etwa am Helperknapp westlich Mersch.

Die Kalkbänke zerbrechen beim Anschlagen in cm-dicke Platten, deren Schichtflächen mit Spurenfossilien übersät sind. Es sind überwiegend Biomikrite mit einem unterschiedlichen Anteil kalkiger Hartteile wie Echinodermenreste - meist Crinoidenstielglieder oder Stacheln von Seeigeln, Mollusken- und Ostracodenschalen. Die Karbonatgehalte reichen von 15 bis 88 Gewichts%, unterschritten werden diese Werte mit 5 % nur im unmittelbaren Übergangsbereich zum Luxemburger Sandstein (BAUMEISTER 1979, MERTENS 1982). Auf den Schichtflächen toniger Gesteine treten vereinzelt gut kristallisierte Gips-Ausblühungen auf.

Die Korngrößen des säure-unlöslichen Rückstandes liegen im Ton-, Silt- und Feinsand-Bereich, Siltfraktion herrscht vor. Die schlechte bis sehr schlechte Sortierung ist typisch für die lothringische Fazies. Feldspat und Glimmer treten stark zurück.

Im rhythmischen Wechsel ebenschichtiger bis wellig horizontalgeschichteter schräggeschichteter Lagen dokumentieren sich relativ ruhige Ablagerungsbedingungen, wiederholt unterbrochen von kurzfristigen Phasen höherer Strömungsenergie. Auch die Bioturbation wechselt: tonig-siltige Kalk- und Mergelsteine - Ablagerungen ruhiger Sedimentationszeiten - weisen eine intensive Durchwühlung auf. In den sandreichen Lagen (Sturmflutphasen, kurzfristige Windeinwehungen?) ist hingegen oft eine ungestörte Parallelschichtung zu erkennen, als schnell sedimentierte, relativ nährstoffarme Schichtpartien sind sie nur wenig von Bioturbation betroffen. Vereinzelt Auskolkungen und kleindimensionale Rippelmarken dokumentieren kurzzeitige Ereignisse erhöhter Wasserbewegung. Nach der Vergesellschaftung typischer Sedimentmarken und Lebensspuren stellte MERTENS (1982) den Ablagerungsraum der Pylonotenschichten in einen subtidalen, unterhalb der Wellenbasis gelegenen Flachschiefbereich.

Im reich belebten liassischen Flachmeer fand eine erhebliche Produktion organischen Materials statt. Die sich am Meeresboden ansammelnden tierischen und pflanzlichen Reste wurden zum Teil von bodenlebenden Organismen als Nährstoffe verwertet, zum Teil im Sediment konserviert. Unter den anaeroben Bedingungen, wie sie sich bei der frühen Diagenese solcher Schlämme rasch einstellen, kam es dann zur bakteriellen Reduktion der Sulfate des Porenwassers und zur Fällung von Metallsulfiden. Es bildeten sich millimetergrosse kugelige Pyrit-Aggregate («Himbeerpyrite»), auch Schalenreste wurden pyritisiert. Feinverteilte Eisensulfide können in einzelnen Gesteinspartien bis zu 30 Volumen% ausmachen (MERTENS 1982) und sind gemeinsam mit der zu Bitumen umgewandelten organischen Substanz verantwortlich für die bläulich-grauen Farbtöne der  $li_1$ -Gesteine.

Abbildung 18 stellt als nordwestlichstes Profil der Pylonotenschichten innerhalb des Blattgebietes die Brunnenbohrung Brichermillen bei Brouch dar. Das in lothringischer Fazies entwickelte Hettangien wurde dort in der aussergewöhnlichen Mächtigkeit von 43 m erbohrt. Die Grenze zum hangenden  $li_2$  war nicht erfasst worden, nach Kartierbefunden ermittelte HEILMANN (1979) eine  $li_1$ -Gesamtmächtigkeit von ca. 50 Metern.

Mit einer allmählichen Zunahme des Sandgehaltes gehen die kalkig-mergeligen Serien des  $li_1$  kontinuierlich in den Luxemburger Sandstein über. Erosionsflächen an der Basis des Sandsteins fehlen. Bereits innerhalb der lothringischen Fazies der Pylonotenschichten liessen sich anhand granulometrischer Daten mehrere Sedimentationszyklen nachweisen, jeweils mit relativ grober Körnung beginnend und mit der vermehrten Ablagerung feiner Tontrübe ausklingend (KRAMP 1965, MULLER 1974). Die Einschwemmung von Feinsandmaterial steigerte sich im Verlauf der Profilfolge und gipfelte schliesslich in den mächtigen geschlossenen Sandsteinfolgen des Luxemburger Sandsteins.

Ein Hinweis auf eine zunehmende Verlandung des Sedimentationsraumes sind die in den Kalksandsteinen der höheren Pylonotenschichten oft in dünnen Lagen angereicherten feinverteilten kohligen Pflanzenreste (MERTENS 1982) und einzelne Emersionsflächen, beispielsweise im Grenzbereich  $li_1/li_2$  eines Profils bei Junglinster (Abb. 18, KRAMP 1965). Beide Beobachtungen beziehen sich auf den Südostteil des Blattgebietes, einen Bereich relativ geringer  $li_1$ -Mächtigkeit und einer verhältnismässig sandreichen Fazies dieser Serien (vergl. auch HOLLMANN, in Vorber.). Der Einfluss einer verstärkten Sand- und Silt-Anlieferung macht sich dort schon sehr früh geltend und bestimmt auch die spezifische Faunengemeinschaft dieses Lebensraumes (siehe dazu Abschnitt «Fossilgehalt»).

Der petrographische Übergang von mehr oder weniger sandigen Gesteinen des  $li_1$  zu den karbonatisch verkitteten Sandsteinen des  $li_2$  ist stellenweise relativ scharf, z.T. vollzieht er sich über mehrere Profilmeter. Zur Abgrenzung im Gelände dienen das Fehlen dunkler Tone und Mergel in den hangenden Serien, ein deutlicher Knick im Hanggefälle - sofern er nicht durch mächtige Schuttdecken verschleiert wurde - und ein Wechsel des Bewuchses. Die artenreiche und feuchtigkeitsliebende Flora auf Pylonotenschichten weicht meist ausgedehnten Nadelwäldern an den Hängen des Luxemburger Sandsteins. In regenreichen Zeiten gaben auch Quellen die über den wasserstauenden Gesteinen des  $li_1$  in grosser Zahl austreten, wichtige Anhaltspunkte.

### Mächtigkeiten

Innerhalb des Blattgebietes ist der Trend zum Anschwellen der Kalk- und Mergelfolgen der Pylonotenschichten in nordwestlicher Richtung deutlich nachzuvollziehen (vergl. auch Abb. 18). Dabei bilden die beiden Profile von Junglinster und Brouch mit etwa 7,5 bzw. 50 Metern Mächtigkeit den Minimal- bzw. Maximalwert. Im mittleren Blattgebiet schwankt die Mächtigkeit etwa zwischen 12 und 25 Metern. Bei Keispelt ergaben sich etwa 27 m  $li_1$ .

Unmittelbar westlich des Kartenrandes sind die  $li_1$ -Profile wiederum auf etwa 25 Meter reduziert (BAUMEISTER 1979); die aussergewöhnlich hohe Mächtigkeit bei Brouch muss wohl einer lokalen Fazies-Abweichung innerhalb des Hettangiums zugesprochen werden.

### Fossilgehalt

Eine Aufstellung der in den Pylonotenschichten des gesamten luxemburgischen Gutlandes gefundenen Fossilformen gibt LUCIUS (1948, S. 140).

Innerhalb des Blattgebietes wurden zahlreiche Ammoniten-Funde bekannt. Neben näher bestimmbareren Psiloceraten waren dies:

- *Psiloceras planorbis* SOWERBY im untersten  $li_1$  eines Profils westlich Gonderange, als Lese-  
steine eines alten Bahneinschnittes zwischen Junglinster und Bourglinster (WALZ

- 1971), sowie in einem Lesestein am NW-Rand des Lias-Plateaus (BAUMEISTER 1979),
- *Psiloceras pylonotum* (QUENSTEDT) im unteren li<sub>1</sub> eines Profils bei Keispelt (MERTENS 1982; Abb. 18) sowie in Lesesteinen des erwähnten Bahneinschnittes (MULLER 1974),
  - *Psiloceras (Caloceras) johnstoni* (SOWERBY), und
  - *Psiloceras (Caloceras) belcheri* (SIMPSON), beide im Profil des erwähnten Bahneinschnittes (WALZ 1971),
  - *Psiloceras (Caloceras) cf. torus* (D'ORBIGNY) im oberen li<sub>1</sub> eines Profils bei Junglinster (KRAMP 1965; Abb. 18) und schliesslich
  - *Wahneroceras (Stortoceras) curvionatum* (WAEHNER) im oberen li<sub>1</sub> eines Profils bei Lorentzweiler (MERTENS 1982; Abb. 18).

Die sich im Einzelfall aus diesen Funden ergebenden biostratigraphischen Einstufungen wurden bereits in Kapitel II.1 ausgeführt. MULLER (1974) vermutete für den luxemburger Raum eine Schichtkondensation an der Basis des Hettangium, da dort die sonst stratigraphisch getrennten Leitformen *Psiloceras pylonotum* und die etwas jüngere Form *Psiloceras plicatulum* (QUENSTEDT) in einem gemeinsamen Horizont anzutreffen sind. Auch ist hauptsächlich *Psiloceras pylonotum* nachzuweisen und nicht, wie in England, die etwas ältere Form *Psiloceras planorbis*.

Andere in den li<sub>1</sub>-Profilen angetroffene Makrofossilien sind *Cardenien* und *Astarte* sp., *Lima* sp., ferner Ostreen und Posidonien (BAUMEISTER 1979, HEILMANN 1979, MERTENS 1982, SPIES 1982). *Plagiostoma giganteum* SOWERBY fand sich gehäuft im Grenzbereich li<sub>1</sub>/li<sub>2</sub> des mittleren Blattgebietes.

Die biogenen Komponenten der Kalksteine rekrutieren sich aus einer individuen- und artenreichen Mollusken- und Echinodermen-Fauna, die keinen Zweifel an vollmarinen Sedimentationsverhältnissen lässt. Untersuchungen der Mikrofauna (KRAMP 1965, MULLER 1974, SPIES 1982) bestätigten dies anhand einer Vergesellschaftung verschiedener mariner Ostracoden und Foraminiferen sowie Acritarchen, Tasmaniten und Scelerodonten. Der zunehmende Formenreichtum der Fauna, die sprunghafte Entwicklung des Phytoplanktons und die immer häufiger werdenden Echinodermenreste (überwiegend von Pentacriniden) belegen eine fortschreitende Transgression.

Häufig auftretende U-förmige, horizontal im Sediment liegende Spreitenbauten könnten als Fressspur einer im subtidalen Flachscheff-Bereich lebenden Crustaceen-Art identifiziert werden (MERTENS 1982, vergl. auch SEILACHER 1967).

Typische Formen der rhätischen Mikroflora setzen mit der Grenze zwischen Roten Tonen (ko<sub>2</sub>) und Pylonotenschichten (li<sub>1</sub>) aus, stattdessen erscheinen charakteristische Assoziationen des Lias (SPIES 1982, ACHILLES et al., in Vorber.).

In den geringmächtigen und sandreichen li<sub>1</sub>-Abfolgen des südöstlichen Blattgebietes (Abb. 18, Profil IV) war demgegenüber nur eine ausgesprochen individuen- und artenarme Fauna nachzuweisen. Biostratigraphische bedeutsame Makrofossilien fehlten, bei den in Steinkern-Erhaltung aufgefundenen Muscheln und Schnecken handelt es sich entweder um Jugendstadien

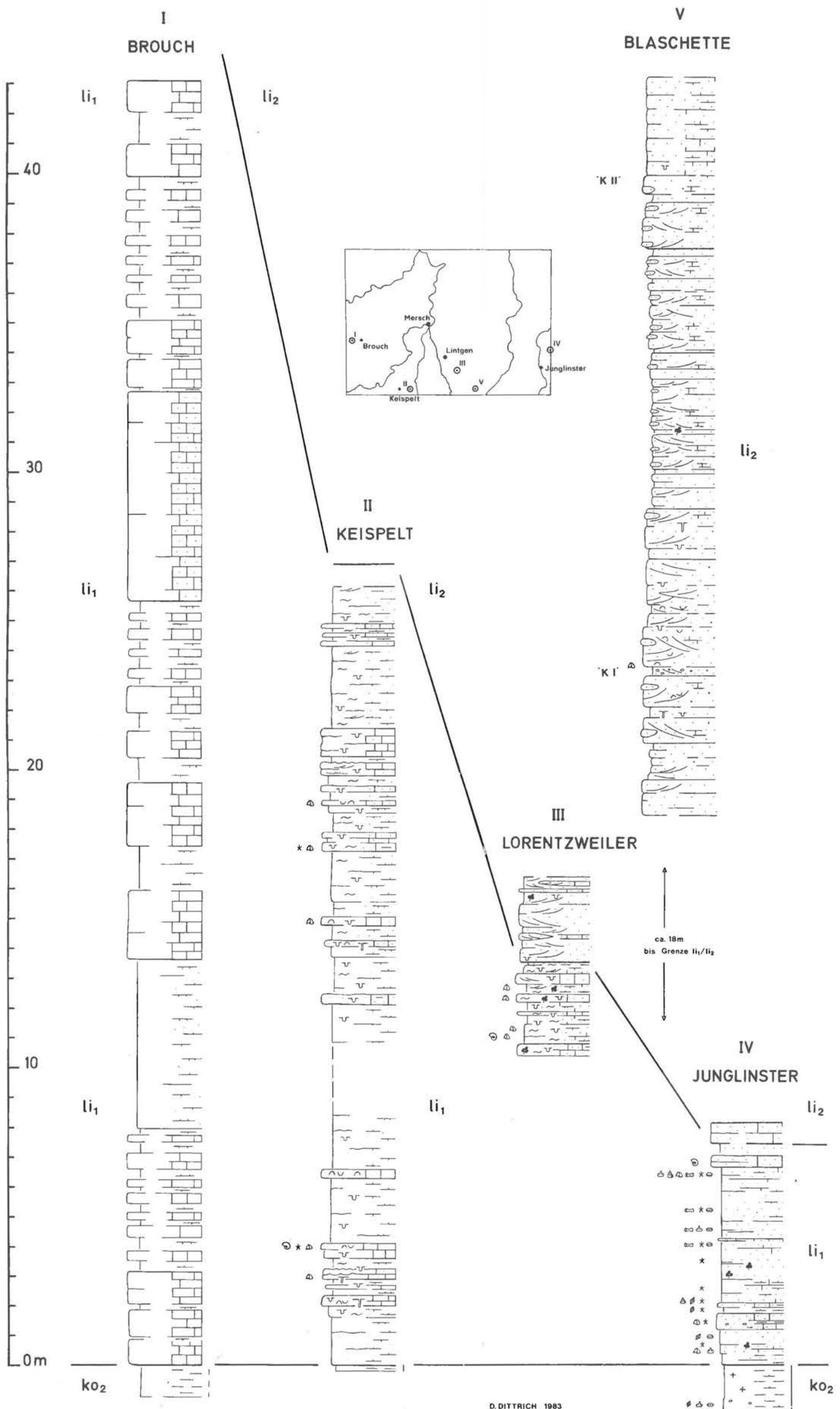


Abb. 18: Profile der Pylonotenschichten und des unteren Luxemburger Sandsteins (Hettangium).  
 [Profil I: Brunnenbohrung Brichermillen (R 68 310, H 88 800, überschlägiges Protokoll, Arch. Serv. Géol. Lux.); Profil II und III: nach MERTENS 1982 (R 73 500, H 84 500 bzw. R 78 220, H 85 910); Profil IV: nach KRAMP 1965 (R 88 000, H 88 000); Profil V: nach HOLLMANN (in Vorber.) (R 79 860, H 84 810)]

oder um Kümmerformen (KRAMP 1965). Eine provisorische biostratigraphische Abgrenzung  $ko_2/li_1$  war dort nur anhand von sich ändernden Mengenverhältnissen einzelner Sporenvergesellschaftungen möglich. Darüberhinaus enthielten diese Serien zahlreiche Fischreste wie Zähne von *Hybodus orthoconus* PLIENINGER und *Saurichthys longiconus* PLIENINGER und verschiedenartige Schuppen, so auch von *Gyrolepis* sp.. Weiterhin fanden sich Reste von Ophiuren (KRAMP 1965).

### Aufschlüsse

- R 88 000, H 88 000; E 27 / nordwestlich Junglinster (östlicher Blattrand): in Strassenböschung ca. 7 m mächtiger  $li_1$  vollständig erschlossen, Abfolge relativ silt- und sandreich (Abb. 18, Profil IV; vergl. auch KRAMP 1965 u. HOLLMANN, in Vorber.).
- R 73 500, H 84 500; Wasserriss / östlich Keispelt: im oberen Bachbett noch einige Meter  $li_1$  unzusammenhängend erschlossen (vergl. auch Abb. 18, Profil II).
- R 78 500, H 86 400; Jauerboesch/nördlich Lorentzweiler: mehrere Meter kalkig-sandig-mergelige Gesteine des Übergangsbereichs  $li_1/li_2$ ; starke bioturbate Verwühlung, zahlreiche Spurenfossilien, im unteren Teil Muschelreste (*Plagiastoma giganteum* SOWERBY; SPIES 1982), im oberen Teil Schill-Lagen; im Hangenden gelbbraune Sandsteine des  $li_2$ , stellenweise stärker karbonatisch verfestigte, brotlaibförmige Wülste.

### 1.2. Luxemburger Sandstein ( $li_2$ )

Der Faziesbegriff «Luxemburger Sandstein» geht auf eine Bezeichnung von STEININGER (1828) zurück und umfasst einen bis 110 m mächtigen Sandsteinkörper, dessen Ausbiss sich in N-S-Richtung etwa 80 km zwischen Bitburg/Südeifel und Hettange/Frankreich erstreckt und von der Südeifel bis Belgien im Westen etwa 150 km Breite einnimmt. Die Isopachen verlaufen etwa parallel der Hauptschüttungsrichtung nach SW. Die nordwestliche Verbreitungsgrenze ist ein Erosionsrand.

Es handelt sich um ein relativ homogenes Gesteinspaket dickbankiger karbonatisch zementierter, überwiegend gut bis sehr gut sortierter Fein- bis Mittelsande. Die Silt- und Tongehalte betragen im allgemeinen weniger als 5% des säure-unlöslichen Rückstands, Grobsand und Kies machen meist weniger als 2% aus (HEILMANN 1979, MERTENS 1982, SPIES 1982). Gelegentlich sind einzelne, maximal 9 cm grosse Gerölle eingestreut, vereinzelt treten auch in Lagen angereicherte Pflanzenreste, Schwermineral-Seifen und bioturbate Gesteinspartien auf.

Eine faziell abweichende Ausbildung des  $li_2$  beschrieb WALZ (1971) bei Bourglinster und Junglinster im Südosten des Blattgebietes. Die Silt- und Tongehalte der zum Teil recht schlecht sortierten Sandsteine nehmen dort bis zu 28% ein. Dünnplattige Sandsteine mit Tonzwischenlagen und zahlreichen Pflanzenresten sind recht häufig,

Das Schwermineralspektrum des Luxemburger Sandsteins ist mit einem Mindestanteil von 82% der stabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil deutlich ärmer als das des Rhätsand-

steins (MERTENS 1982). In den von einer tiefgründigen tertiären Verwitterung betroffenen li<sub>2</sub>-Serien beträgt das Restspektrum nur noch 1 - 8% (HEILMANN 1979). Kaolinit als Zersetzungsprodukt des geringen primären Feldspat-Gehaltes ist dann das vorherrschende Tonmineral.

Frischer, unverwitterter Kalksandstein des li<sub>2</sub> ist durch feinverteilten Pyrit blaugrau gefärbt (LUCIUS 1948). Nach dem Karbonatgehalt zeichnen sich zwei Gesteinstypen ab. Zwischen Sandsteinen mit einem Karbonatgehalt von bis zu 15% und solchen mit über 30% klafft eine deutliche Lücke, bedingt durch einen hohen primären Anteil von kalkigem biogenem Detritus des zweiten Sandstein-Typs.

Die Ausbildung des kalzitischen Zements, vereinzelte Hartgründe innerhalb des Sandsteinkörpers und einzelne Lagen karbonatisch verfestigter Intraklasten deuten auf einen frühen Zeitpunkt der Zementation hin (SPIES 1982, BERNERS 1983, HOLLMANN, in Vorber.).

Die Steilwände des Luxemburger Sandsteins sind gekennzeichnet von einer sekundären Karbonat-Umsetzung. Kalzit wird mit der Porenlösung abgeführt, von kalkschaligen Fossilien bleiben oft nur Steinkerne zurück; erneute Karbonatausscheidung an der Oberfläche des Sandsteins führte zur Bildung reich reliefierter, oft wabenförmiger Verwitterungsoberflächen (Abb. 19, Tafel 2) und schichtparalleler knolliger, «brotlaib-förmiger» Kalkkonkretionen; an Quellaustritten kommen Sintertuff-Ablagerungen vor (Kap. IV. 2.3). Gelegentlich bilden sich an den Steilwänden des Sandsteins auch grossflächige «Kalktapeten», sekundäre Zementierungskrusten, die das Schichtungsgefüge verdecken können.

Über weite Areale des Blattgebietes ist das Innere des Sandsteinkörpers nahezu vollständig entkalkt. Dünnschliff-Befunde belegen auch hier den ursprünglich hohen Gehalt an biogenen klastischen Karbonatkörnern (BAUMEISTER 1979, MERTENS 1982). Über das Ausmass der Entkalkung entscheidet die jeweilige Lage zu den tektonischen Struktur-Elementen, da diese schon während des Tertiärs die Exposition des Sandsteinpaketes gegenüber der Verwitterung beeinflussten. So zeichnen sich die auf der Achse des «Sattels von Blaschette» (vergl. Kap. D und Abb. 18) erhaltenen Reste von Luxemburger Sandstein durch eine tiefgründige und nahezu vollständige Entkalkung aus (HOLLMANN in Vorber.). Gleiches gilt für die li<sub>2</sub>-Vorkommen am Nordwest-Rand des Lias-Plateaus, jenseits der «Mulde von Weilerbach», wo der durchschnittliche Karbonatgehalt des Sandsteins oft weniger als 1 Gewichts% beträgt (HEILMANN 1979, vergl. auch BINTZ et al. 1970, BAUMEISTER 1979). Die mürben Sandsteinsolgen werden heute zum Teil als Bausande abgebaut.

In verwitterten, teilweise entkalkten Sandsteinen, deren Pyritanteil zu Hämatit und Goethit umgewandelt, teilweise auch mit der Porenlösung abgeführt wurde, erscheinen weisse, gelbe und braune Farbtöne. Die Farbgrenzen verlaufen oft unabhängig von den Schichtflächen.

Weisse gebleichte, eisenführende Quarzsande, sogenannte «Silbersande», wurden früher als Scheuersande verwendet (LUCIUS 1948). Eine mindestens 5-10 cm starke schwarze Eisenhydroxid-Kruste wurde bei Stuppicht/Weyer zur Verhüttung abgebaut (LUCIUS 1948). Das Vorkommen ist heute erschöpft. Diese besonders mächtige lokale Ortssteinbildung stammt wohl aus einer Zeit, als Grundwasserspiegel und Erosionsbasis in diesem Höhen-Niveau lagen (vergl. HOLLMANN, in Vorber.).

Luxemburger Sandstein wird häufig als Baustein genutzt. Die Klüftung, die den Gesteinskörper mit zwei etwa senkrecht aufeinander stehenden Flächenscharen durchsetzt (Kap. D), erleichtert den Abbau. Die sich bei der Oxydation des feinverteilten Pyrits bildende Schwefel-

säure und die daraus resultierende Lockerung des Gesteinsverbandes durch auskristallisierenden Gips sowie die rasche Entkalkung durch zirkulierende Porenlösungen setzen jedoch die Eignung dieser Gesteine als dauerhaften Baustoff herab. Sobald die sich an den Oberflächen abscheidenden Kalk- und Gipskrusten abblättern, tritt ein rascher Zerfall des mürben Gesteinsinnern ein.

In das mächtige Paket des Sandsteins schalten sich vereinzelte konglomeratische Lagen ein, die bei nur 30-50, maximal 80 cm Mächtigkeit Areale bis zu 100 km<sup>2</sup> einnehmen können (ANDRZEJEWSKI 1981). Als Abschluss nach oben gröber werdender mächtiger Sedimentsequenzen bilden sie markante, den Sandsteinkörper untergliedernde Horizonte. Kleine Unterschiede des Feldspat- und Granatgehaltes einzelner Kornfraktionen weisen die Sandsteine unter- und oberhalb eines solchen Konglomerathorizontes als separate Schüttungskörper aus (SCHRECK 1976, SPIES 1982, MERTENS, SPIES & TEYSSEN 1983).

Die Petrographie schwankt zwischen Konglomeraten, geröllführenden Sandsteinen und stark schillführenden Bänken mit nur vereinzelten Geröllen. Meist handelt es sich um schrägschichtete, relativ schlecht sortierte, vorwiegend mittelsandige Gesteine. Der Feldspatgehalt des säure-unlöslichen Rückstandes ist hoch, nach SPIES (1982) erreicht er bis zu 13%. In den von tiefgründiger tertiärer Verwitterung erfassten Regionen - etwa bei Blaschette (HOLLMANN, in Vorber.) - kennzeichnen weisse Beschläge aus Gips und Kaolinit einen an der Oberfläche des Sandsteins, Zersetzungsprodukte des ursprünglichen Feldspatgehaltes, das stratigraphische Niveau eines konglomeratischen Horizontes. Die Karbonatgehalte und damit die Verwitterungsbeständigkeit dieser Bänke sind wegen der meist reichlich vertretenen Schill-Komponente gegenüber unter- und überlagernden Sandsteinpaketen deutlich erhöht.

Das Spektrum der Gerölle umfasst neben zahlreichen Sandsteingeröllen - aufgearbeiteter Luxemburger Sandstein - etwa 60 Anteil% helle Gangquarze, 35 Anteil% graue Quarzite und 5 Anteil% rötliche Quarzite (Karneole), dunkle Feuersteine und verkieselte oolithische Gesteine, vergleichbar den Komponenten des Rhät-Konglomerate (MERTENS 1982). Auch einzelne Karbonat- und Siltstein-Gerölle kommen vor.

In der Umgebung von Mersch treten innerhalb des Sandsteinkörpers des li<sub>2</sub> drei separate, von Schill-Lagen begleitete Konglomerathorizonte auf, von ANDRZEJEWSKI (1981) nach einem Typusprofil bei Rollingen als KI, KII und KIII bezeichnet. Weitere Konglomerat-bzw. Schillhorizonte, gegebenenfalls von geringer lateraler Verbreitung, sind innerhalb des Blattgebietes nicht auszuschliessen (SPIES 1982), detaillierte grossräumige Profilparallelisierungen fehlen bisher.

Nach Süden, zu randferneren Bereichen des ehemaligen Beckens hin, dünnt die Gesamtmächtigkeit der Geröll- und Schillbänke merklich aus, die Geröllführung nimmt bei gleichzeitiger Zunahme des Schill-Anteils ab. Am südlichen Blattrand erscheinen in der Position der unteren Konglomerathorizonte dünne, nur noch gelegentlich geröllführende Schill-Lagen (MERTENS 1982, HOLLMANN, in Vorber.; vergl. auch Abb. 18, Profil V).

Von ausgedehnter Verbreitung ist der oberste Konglomerathorizont («K III»). Als monomiktisches, nur Sandsteingerölle führendes Konglomerat tritt er beiderseits der Alzette im vertikalen Abstand zum liegenden li<sub>1</sub> von etwa 70-75 Metern auf (ANDRZEJEWSKI 1981, SPIES 1982, MERTENS 1982). Der hohe Volumenanteil (23% ANDRZEJEWSKI 1981) an Sandstein-Intraklasten steht wohl im Zusammenhang mit der allmählichen lateralen Verlagerung der Sandschüttungen nach Nordwesten. Es kam zur Aufarbeitung oberer Partien älterer, frühzeitig karbonatisch zementierter Teile der Sandstein-Fazies. Im Süden des Blattgebietes erscheinen noch bis zu 20 cm grosse, wenig gerundete Sandsteingerölle (MERTENS 1982), nach Norden bzw. Nordwesten hin nimmt die Rundung der Intraklasten bei abnehmenden Grössen zu (SPIES 1982, ANDRZEJEWSKI 1981).

Die Serien des Luxemburger Sandsteins sind nahezu durchgehend schräggeschichtet. Es handelt sich um gut ausgebildete trogförmige Schrägschichtungskörper, deren Leeblätter sich stark asymptotisch der Unterlage anschmiegen. Die einzelnen, meist mittel- vereinzelt aber auch gross-dimensionalen Schrägschichtungseinheiten sind generell von weiträumigen, ebenfalls leicht gebogenen, flach einfallenden Erosionsflächen begrenzt, die Leeblätter werden an ihnen scharfwinklig gekappt.

Das Schrägschichtungsgefüge des  $li_2$  wurde u.a. von BINTZ & MULLER (1966), MULLER & RASCHE (1971), SCHRECK (1976), ANDRZEJEWSKI (1981), SPIES (1982), MERTENS (1982), BERNERS (1983), MERTENS, SPIES & TEYSSEN (1983), HOLLMANN (in Vorber.) bearbeitet.

Die Ergebnisse von Messungen der Leeblätter in der Region Mersch zeigt Abbildung 20. Es deutet sich eine bipolare Verteilung der Anlagerungsrichtungen an. Die Süd- bzw. Südwestrichtung ist deutlich stärker vertreten und spiegelt den generellen Sedimenttransport von der Eifeler-Nord-Süd-Zone ins Pariser Becken wider. Das Auftreten einer Gegenrichtung weist auf eine gezeitenbeeinflusste Sedimentation hin (BERNERS 1983, MERTENS, SPIES & TEYSSEN 1983). Von der stärkeren Ebbströmung sind weit mehr Leeblätter erhalten. Die schwächere, nach NE gerichtete Flutströmung hinterliess eine geringere Anzahl erhaltungsfähiger Rippeln, häufiger ist sie durch Aufarbeitungshorizonte dokumentiert.

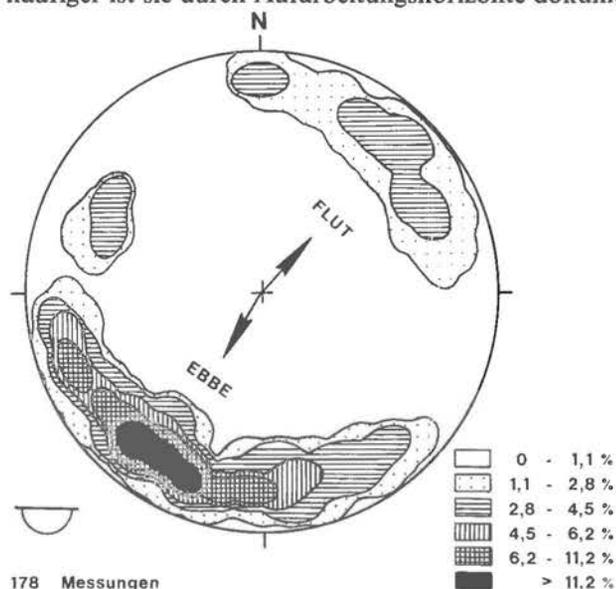


Abb. 20: Einfallrichtungen und -winkel der Schrägschichtungsblätter des Luxemburger Sandsteins in einem kumulativen Diagramm der Region südlich Mersch (nach MERTENS, SPIES & TEYSSEN 1983).

BERNERS (1983) und MERTENS, SPIES & TEYSSEN (1983) trennen innerhalb des Sedimentationsraumes des Luxemburger Sandsteins mehrere Faziesbereiche ab, deren Ablagerungen sich durch die Dimension der Schrägschichtungskörper bzw. die Einschaltung laminiertes, z.T. bioturbater Partien, durch die Ausprägung der erwähnten bipolaren Richtungsverteilung und eine spezifische Korngrößenverteilung unterscheiden. Die jeweils vorherrschenden Wassertiefen und Strömungsverhältnisse wechselten dabei im Verlauf der  $li_2$ -Sedimentation. Der Gesamtkomplex des heute noch erhaltenen Sandsteins ist nach derzeitiger Auffassung als gezeitenbeeinflusster, landferner (distaler) Teil eines ausgedehnten Delta-Körpers anzusehen, dessen randnaher (proximaler) Bereich nicht erhalten ist («subsequente Erosion» im Uferbereich, MERTENS, SPIES & TEYSSEN 1983; vergl. auch MULLER 1974, MULLER, PREUGS-

CHAT & SCHRECK 1976, MULLER 1980, BERNERS 1983). Die am Südausgang der Eifeler-Nord-Süd-Zone ansetzenden, etwa NNE-SSW-gestreckten Schüttungskörper waren umgeben von den relativ ruhig geschichteten, sandärmeren Abfolgen eines seichten Schelfmilieus (WALZ 1971, MULLER & RASCHE 1971). Im Laufe des li<sub>2</sub> verlagerten sich die Sandkörper mit der Achse der Subsidenz des Beckens allmählich nach Nordwesten (vergl. dazu BERNERS 1983, Fig. 2). Der generell hohe Reifegrad der Klastika und die gute Rundung der meist zwischen 6 und 8 mm grossen (Extraklast-)Gerölle lassen auf erneut aufgearbeitetes Material der älteren Trias schliessen, auch eine Umlagerung von Rhät-Komponenten ist wahrscheinlich (MERTENS 1982, MERTENS, SPIES & TEYSSEN 1983).

Den Abschluss der Sandfazies des li<sub>2</sub> bildet ein diachroner Aufarbeitungshorizont, von BINTZ et al. (1973) als «surface taraudée» bezeichnet. Er bildet den Top einer stark karbonatführenden, meist schräggeschichteten oolithischen Dachbank, reich an Crinoidenresten und Schalendetritus von Muscheln und Schnecken, und weist Merkmale eines Hartgrundes auf. So kommen bis zu 1 cm starke Limonitkrusten vor, zahlreiche Bohrlöcher von Muscheln und bis 15 cm tiefe Auskolkungen. Bis faustgrosse Sandsteingerölle und bis 20 cm breite, zur Zeit der Umlagerung noch wenig verfestigte Sandflatschen dokumentieren die letzte Aufarbeitungsphase der jeweils obersten Partien des Sandsteinkörpers. Auch Quarzgerölle bis 2 cm Grösse sind enthalten (BINTZ et al. 1970, HARY 1974).

Kalkooide mit einem mittleren Durchmesser von ca. 0,35 mm bilden 30-40 Volumen% des Gesamtgesteins, in einzelnen Partien bis zu 60% (MERTENS 1982, vergl. auch Abb. 21, Tafel 2). Ihre gute Sortierung und äussere Form - Spuren stärkerer mechanischer Beanspruchung fehlen - belegen die Entstehung der Ooide in unmittelbarer Nähe ihres Ablagerungsortes (MERTENS et al. 1983, vergl. auch FLÜGEL 1978). Quarzkörner, Kotpillen und Schalenbruchstücke bilden die klastischen Kerne.

Die Karbonatgehalte des li<sub>2</sub> erreichen in dieser wenige Meter mächtigen Dachbank einen Maximalwert. Sie schwanken je nach Ausmass der sekundären Dekarbonatisierung zwischen 17,5 (HEILMANN 1979) und 73% (MERTENS 1982). Die schlechte Sortierung des säureunlöslichen klastischen Rückstandes leitet bereits in die lothingische Fazies der hangenden Mergel und Kalke von Strassen über.

Die Einschwemmung terrigenen Sediment-Materials hat hier abrupt abgenommen, in dem reich belebten, relativ warmen seichten Meeresbecken des oberen li<sub>2</sub> stellen sich sehr geringe Sedimentationsraten ein. FLÜGEL (1978) ordnet den Entstehungsbereichen von Ooiden Wassertiefen von meist weniger als 2 m zu. Kalzit-Kristalle in der Matrix der kalkigen Dachbank des südöstlichen Blattgebietes, vergleichbar dem sogenannten «Hundezahn-Zement» (vergl. auch FLÜGEL 1978), könnten auf eine Genese im Sub- bzw. Intertidalbereich deuten (HOLLMANN, in Vorber.).

Im Verlauf der frühen Diagenese (vergl. auch Kap. 1.1) bildeten sich im Sediment kleine kugelige Pyritaggregate, Pyritwürfel mit Kantenlängen bis zu 4 Millimetern umwachsen Ooide und Quarzkörner. Bei der Verwitterung wurde ein grosser Teil dieser Pyrit-Komponente in Brauneisen, Hämatit und Goethit, umgewandelt (HOLLMANN, in Vorber.).

Im Bindemittel der «surface taraudée» des nordwestlichen Blattgebietes konnte HEILMANN (1979) Jarosit ( $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ) nachweisen. Als Zersetzungsprodukt des Pyrits unter den oxydierenden Verwitterungsbedingungen eines sehr heissen Klimas ist es wohl als Zeugnis der tiefgründigen Verwitterung des Tertiärs anzusehen, die dort die Serien des Unteren Lias bis hinunter zum Luxemburger Sandsteins erfasste.

## Mächtigkeiten

Die Mächtigkeitsverteilung des Luxemburger Sandsteins zeigt eine deutliche Übereinstimmung mit den tektonischen Einheiten (vergl. Kap. D). Insbesondere im Gebiet der späteren «Mulde von Weilerbach» bestimmte ein synsedimentäres Senkungsfeld am südlichen Ausgang der Eifeler-Nord-Süd-Zone Verbreitung und Mächtigkeit der Sandfazies. So treten hier Mächtigkeitswerte zwischen 90 und 110 Metern auf, der Maximalwert im gesamten Verbreitungsgebiet des Luxemburger Sandsteins wird im Muldenkern der heutigen «Nördlichen Weilerbacher Teilmulde» erreicht (110 m; LUCIUS 1948, ANDRZEJEWSKI 1981).

Mit zunehmender Entfernung nach NW und SE reduzieren sich die Sandsteinserien auf etwa 60 m (im südöstlichen Blattgebiet, WALZ 1971) bzw. 40 m (am NW-Rand des Lias-Plateaus, südlich Brouch, HEILMANN 1979), um dann nordwestlich des Blattrandes erneut anzuschwellen (BAUMEISTER 1979).

## Fossilgehalt

Die Fossilführung des li<sub>2</sub> ist weitgehend auf die Niveaus der im höheren Teil auftretenden Konglomerat- und Schillhorizonte beschränkt. Dort treten neben zahlreichen nicht näher bestimmbar Resten von Muscheln und Schnecken Reste der Muschel-Gattungen *Pinna*, *Pecten*, *Lima* *Cardinia* und *Astarte* auf (HEILMANN 1979, MERTENS 1982, HOLLMANN, in Vorber.). Von den Schnecken konnten *Turbo* sp., *Pleurotomaria* sp. (?) sowie *Turritella* sp. bestimmt werden (HEILMANN 1979, HOLLMANN, in Vorber.).

Darüberhinaus fanden sich die Ammoniten *Schlotheimia* sp. (zwischen Brouch und Mersch, 45 m über der li<sub>2</sub>-basis, HEILMANN 1979), die der *angulata*-Zone zuzuordnende Form *Schlotheimia angulosa* (LANGE) (bei Bourglinster, WALZ 1971, vergl. auch LUCIUS 1948) sowie cf. *Alsatites quedlinburgensis* LANGE (bei Schoenfels, 54 m über der li<sub>2</sub>-Basis, MERTENS 1982).

In dünnplattigen, von Tonlagen durchsetzten Sandsteinen des höheren li<sub>2</sub> bei Bourglinster fand WALZ (1971) mit Spurenfossilien (Ruhe- und Kriechspuren) übersäte Schichtflächen und zahlreiche fast meter-lange, mehrere cm dicke, inkohlte Pflanzenreste. Eine detaillierte Beschreibung der Spurenfazies des Luxemburger Sandsteins gibt HARY (1974).

Das Niveau der kalkigen Dachbank zeichnet sich schliesslich durch eine Anhäufung von Echinodermenschill aus, im wesentlichen von Pentracriniden. Das gut durchlüftete seichte Meeresbecken bot günstige Bedingungen zur Ansiedlung eines sessilen Bodenlebens von Seelilien, Bohrmuscheln und Schnecken, deren zahlreiche Lebensspuren der «surface taraudée» den Namen gaben.

## Aufschlüsse

Luxemburger Sandstein ist in seinem gesamten Verbreitungsgebiet in Steinbrüchen, Bachrissen und an den Steilhängen des Lias-Plateaus sehr gut erschlossen, sodass auf eine Benennung einzelner Lokalitäten verzichtet werden kann.

Die Bearbeitung der Konglomerathorizonte (K I - III; ANDRZEJEWSKI 1981) stützte sich auf das über 100 Meter Höhe fast vollständig erschlossene Typusprofil des Rollingerbaachs östlich Rollingen (etwa R 78 000, H 89 800). Entkalkte Sandsteine zeigen mehrere Sandgruben in der Umgebung von Brouch und Blaschette.

## 2. Sinemurium

Der Beginn der Mergel und Kalke von Strassen im mittleren Teil Luxemburgs war noch von BINTZ & MULLER (1966; vergl. Abb. 17) etwa mit der biostratigraphischen Grenze Hettangium/Sinemurium - definiert durch das erste Auftreten der Leitform *Arietites bucklandi* SOWERBY - gleichgesetzt worden.

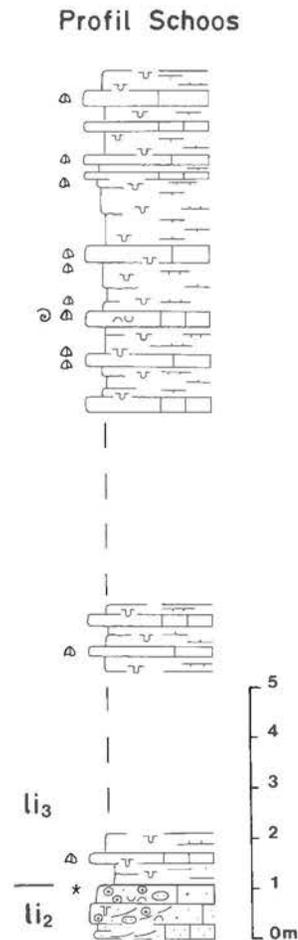
Nach neueren Untersuchungen (MULLER 1980) endet die sandige Fazies des Luxemburger Sandsteins im Südosten des Blattgebietes bereits in der mittleren *angulata*-Zone. Erst entlang der Linie Godbrange-Lorentzweiler-Kopstal (südlich des Blattrandes) fallen Faziesgrenze  $li_2/li_3$  und Stufengrenze Hettangium/Sinemurium zusammen. Nordwestlich davon, also im überwiegenden Teil des Gebietes, reichen die sandigen Serien des oberen Luxemburger Sandsteins noch bis ins Sinemurium hinein; zur neueren biostratigraphischen Zonengliederung des Sinemuriums siehe MULLER (1980).

### 2.1. Mergel und Kalke von Strassen ( $li_3$ )

Mit der Wechselfolge dunkler, z.T. bituminöser Mergel und graublauer harter Kalke des  $li_3$  wiederholt sich die lothringische Fazies des unteren Hettangiums. Häufig wurden diese Serien auch als «Arietitenschichten» bezeichnet (LUCIUS 1948). Die vereinzelt noch gebrauchte, sich auf das massenhafte Auftreten von *Gryphaea arcuata* LAMARCK stützende Bezeichnung «Gryphitenkalke» oder «Grypheenschichten» sollte vermieden werden, da sie im zentralen Teil des Pariser Beckens in einer erweiterten stratigraphischen Bedeutung die gesamten, nicht weiter untergliederten Kalk- und Mergelfolgen von Hettangium und Sinemurium umfasst (MÉGNIEN 1980).

Als Abschluss der mesozoischen Schichtenfolge des Blattgebietes bilden die Mergel und Kalke von Strassen nur noch einzelne Erosionsreste auf dem Plateau des Luxemburger Sandsteins. Die Areale dieser morphologisch kaum in Erscheinung tretenden, recht fruchtbaren Gesteinsfolgen werden mit Acker- und Weideflächen intensiv landwirtschaftlich genutzt.

Abb. 22: Profil eines Wasserleitungsgrabens bei Schoos (ca. R 79 950 - 80 900, H 90 850 - 91 350) im unteren Teil der Mergel und Kalke von Strassen ( $li_3$ ), nach HOLLMANN (in Vorber.). Massenhaftes Auftreten der Muschel *Gryphaea arcuata* LAMARCK.



Zur Abgrenzung im Gelände dienten 1 m-tiefe Handbohrungen. Weitere Hinweise gaben herausgepflügte Kalklesteine und Gryphäen auf Feldern, der natürliche Bewuchs und die typischen wasserstauenden schweren Böden, die von den sandigen und wasserdurchlässigen Bodenbildungen des Luxemburger Sandsteins deutlich zu unterscheiden sind.

Westlich des Kartenrandes konnten BINTZ et al. (1970) noch eine zwischen Luxemburger Sandstein und Mergeln und Kalken von Strassen vermittelnde, mehrere Meter mächtige sandige «faciès de transition» oberhalb der «surface taraudée» des  $li_2$  abtrennen. Mangelnde Aufschlüsse erlaubten keine schlüssige Aussage über die eventuelle Fortsetzung dieser Fazies innerhalb des Blattgebietes. ANDRZEJEWSKI (1981) vermutete eine solche sandige Übergangszone auf dem Plateau von Angelsberg. Im südlichen Teil des Blattes hingegen setzen gryphäenführende, mergelig-kalkige Gesteine des  $li_3$  unmittelbar über der stark karbonatischen Dachbank des  $li_2$  ein, eine sandige Übergangszone fehlt hier (MERTENS 1982, SPIES 1982).

Bei den relativ harten Kalken des  $li_3$  handelt es sich im wesentlichen um dichte Biomikrite mit einem Anteil biogener Komponenten von über 50%. Die Karbonatgehalte betragen meist über 80%, in den Mergel etwa um 20%. Die im frischen Zustand blaugraue Farbe ist auf feinverteilten Pyrit zurückzuführen (vergl. Kap. II.1.1). Im säure-unlöslichen Rückstand dominieren die Silt- und Tonfraktionen, Feinsand-Anteile treten zurück. Die Sortierung ist sehr schlecht, ein Charakteristikum der lothringischen Fazies. Ein geringer Glaukonitgehalt ist an das feine Porengitter der Echinodermenreste geknüpft (BAUMEISTER 1979, SPIES 1982, vergl. auch MULLER 1967). Das Tonmineral-Spektrum der  $li_3$ -Gesteine schliesst eng an das der Pylonotenschichten an. Eine abrupte Änderung der Mengenanteile einzelner Tonminerale belegt hier den mit der Grenze  $li_2/li_3$  einsetzenden Milieu-Wechsel (SPIES 1982).

Anhand petrographischer und sedimentologischer Daten des  $li_3$  lässt sich ein äusserst ruhiger, landferner Schelfbereich unterhalb der Wellenbasis rekonstruieren (MERTENS 1982). Im Vergleich zu den ähnlich ausgebildeten Pylonotenschichten des unteren Hettangiums ist der Gehalt an terrigenem Detritus deutlich verringert, der Anteil biogener Kalkkomponenten und damit der Gesamt-Karbonatgehalt generell höher. Offensichtlich wurde der Sedimentationsraum dieser Serien bei anhaltender Subsidenz von den periodischen und teilweise recht ergiebigen Sand-Einschwemmungen, wie sie für das Sedimentationsgeschehen des  $li_1$  und insbesondere des  $li_2$  typisch waren, nicht länger erreicht; die Sandschüttung hatte sich nach Nordwesten hin verlagert (Abb. 17).

### Mächtigkeiten

Bei den Mächtigkeitswerten der Mergel und Kalke von Strassen kann es sich nur um Mindestangaben handeln; die hangende Grenze zu den Fossilarmen Tonen ( $li_4$ ) ist an keiner Stelle erfasst worden. Die grössten Mächtigkeiten nehmen die  $li_3$ -Restvorkommen im Nordwest-Teil des Lias-Plateaus ein, hier ist nach einer Schätzung von A. ANDRZEJEWSKI noch mit bis zu 25 Metern zu rechnen. Südlich davon und in der Region westlich der Alzette sind innerhalb der Kartengrenzen maximal 15 Meter Mergel und Kalke von Strassen erhalten geblieben.

BINTZ et al. (1970) erwähnen aus Profilen westlich des Blattrandes (Profile Griefchen-Septfontaines) noch eine mindestens 20 m mächtige  $li_3$ -Auflagerung.

## Fossilgehalt

Der hohen Biogen-Anteil der Kalksteine, der sich aus Echinodermenresten (u.a. Pentacrini- den), Foraminiferen sowie Mollusken- und Ostracodenschalen zusammensetzt, ist ebenso wie die äusserst starke bioturbate Durchwühlung der Sedimente ein Beleg für das lebensfreundliche Milieu des damaligen Meeresraumes.

Die sehr individuenreiche, aber artenarme Makrofauna rekrutiert sich im wesentlichen aus der bereits erwähnten Muschel *Gryphaea arcuata* LAMARK (Abb. 23, Tafel 3). Weitere Fossil- funde waren *Arietites* sp. am Nordwest-Rand des Lias-Plateaus (HEILMANN 1979) sowie cf. *Coroniceras* sp. in einem Profil der Umgebung von Schoos (Abb. 22; Abb. 24, Tafel 2; ANDRZEJEWSKI 1981). In allen Fällen dokumentieren zahlreiche Bohrlöcher und der häufige Austernbewuchs auf den Schalenresten die nur sehr geringen Sedimentationsraten. Eine Aufstel- lung der im gesamten luxemburger Gutland in den Mergeln und Kalken von Strassen bekanntge- wordenen Fossilien gibt LUCIUS (1948, S. 158).

## Aufschlüsse

Aufschlüsse in den Mergeln und Kalken von Strassen sind selten. Bei den vereinzelt be- schriebenen li<sub>3</sub>-Profilen (BAUMEISTER 1979, ANDRZEJEWSKI 1981; vergl. Abb. 22) han- delte es sich um kurzlebige Baugruben. Beständig erschlossene Profile fehlen im Bereich des Blattgebietes.

## III. TERTIÄR

Tertiäre Sedimente in ungestörter Lagerung fehlen auf Blatt Mersch. Reste der ehemals geschlossenen Bedeckung mit tertiären Lehmen und Sanden sind die sogenannten Tertiär- Quarzite. Ihre hohe Resistenz gegenüber der Verwitterung bewahrte die bis tonnen- schweren Quarzite vor Zerkleinerung und Abtragung. Heute liegen sie als grosse isolierte Blöcke auf sekundärer Lagerstätte (Abb. 25, Tafel 3).

In der weitgehend eingeebneten, sanft gewellten Landschaft des jüngeren Tertiärs sammel- ten sich die Verwitterungsprodukte damals anstehender Gesteine des Lias und Unteren Doggers - im wesentlichen Tone, Mergel oder mergelige Sandsteine - in flachen Senken an. Dort unterla- gen sie bei feucht-heissen Klima-Bedingungen einer intensiven chemischen Zersetzung. Die dabei freiwerdende kolloidale Kieselsäure konnte mit dem Boden- und Grundwasser in durchlässigen, sandigen Sedimentpartien frei wandern. Stellenweise kam es zu einer frühdiagnostischen Verkit- tung des Quarzsandes. Die Porenräume zwischen den klastischen Quarzkörnern wurden dabei durch gleichorientiert weiterwachsenden Quarz-Zement verfüllt; grosse einspiegelnde Kristall- flächen weisen schon im Handstück auf das dichte Kristallmosaik der so entstandenen Süsswasser-Quarzite hin.

In Trockenzeiten führte der kapillar aufsteigende Bodenwasserstrom darüberhinaus zur Bildung von Verkieselungen an der ehemaligen Landoberfläche.

Zur Zeit der Kartierung durch LUCIUS (1937-46) fanden sich im Bereich des Blattgebietes noch Quarzit-Vorkommen auf den Mergeln und Kalken von Strassen (li<sub>3</sub>). Geringfügige Reste der ursprünglich assoziierten sandigen Lehme zeichneten diese Fundorte als primäre Lagerstätten aus (LUCIUS 1948). Sie enthalten neben grossen Blöcken auch kopf- bis faust-grosse Stücke. Auf den sekundären Lagerstätten der tieferen und damit jüngeren Stockwerke des luxemburger Gutlandes hingegen beschränken sich Quarzit-Vorkommen auf grosse, mindestens 10 kg schwere Blöcke. LUCIUS (1948) erwähnte westlich des Blattgebietes sogar einen einzelnen Quarzit-Block mit einem geschätzten Gewicht von ca. 2000 kg.

Während der Verwitterung und Denudation der tertiären Landoberfläche verblieben viele der grösseren Quarzit-Blöcke nahezu an ihrem Standort, der sich durch die allmähliche Abführung des umgebenden und unterlagernden Gesteinsmaterials stetig erniedrigte («denudativ altiplanative Senkung» oder «weathering removal» nach LEVELT 1965). So weisen sie auch keinerlei Spuren eines längeren Transportes auf. Kleinere Stücke wurden mit den tertiären Lehmen gemeinsam abgetragen und finden sich heute in verschiedenen pleistozänen Terrassen-Sedimenten der Flüsse.

Die heutigen Fundorte von Tertiärquarziten beschränken sich auf das Plateau des Mittleren Keupers im Norden der Lias-Steilstufe zwischen Buschdorf und Bissen. Weil sie beim Bestellen der Ackerflächen hinderlich waren, wurden die meisten dieser Blöcke von den Bauern an Feldrainen zusammengetragen, vergraben, gesprengt und abtransportiert, neuerdings auch als Material für Denkmäler verkauft. Von der ehemals flächenhaften Verbreitung sind also nur noch einzelne Relikte aufzufinden. Einer der grössten Quarzite steht heute als Mahnmahl an der Kirche von Boevange-sur-Attert (R 68 850, G 93 450).

Die typische Gestalt solcher Tertiärquarzit-Blöcke ist die von 20-40 cm dicken Platten von bis zu 2 Quadratmetern Grösse. Häufig sind sie durchlöchert, kavernös oder knollig ausgebildet. Die mattglänzenden Oberflächen sind wegen eines dünnen Brauneisen-Häutchens oft rötlich- oder gelblich-braun gefärbt. Im Inneren enthalten die Quarzite gelegentlich wechselnde Mengen kleiner Konkretionen oder auch grössere Gerölle von Brauneisenerz; zwischen einem eisenschüssigen Quarzit und einem quarzitisches verkitteten Brauneisenerz sind alle Übergänge ausgebildet. Schliesslich findet man auch die Tertiär-Quarzite auf primärer Lagerstätte ausserhalb des Blattgebietes oft mit grösseren Mengen sogenannten Raseneisenerzes assoziiert, was LUCIUS (1948) zu der Zusammenfassung der tertiären Lehme, Brauneisenerze und Quarzite zu einer «Rasenerz-Quarzit-Formation» bewog.

Reste der «Rasenerz-Quarzit-Formation» auf primärer Lagerstätte finden sich heute in Höhenlagen im wesentlichen zwischen 360 und 320 m ü.N.N. Sie liegen einer alten, miozänen Einebnungsfläche des luxemburger Gutlandes auf und übergreifen diskordant verschiedene Stufen des Lias. LEVELT (1965) ordnete Lehmen dieses Niveaus und damit auch den darin eingelagerten Quarziten ein miozänes bis pliozänes Alter zu. Gleichzeitig verweist er aber darauf, dass es alleine schon während des Miozäns in West- und Mittel-Europa wenigstens drei Perioden der Quarzitbildung an Landoberflächen gab (vergl. dazu BAKKER & LEVELT 1964). Es ist also keineswegs sicher, dass den verschiedenartigen Tertiär-Quarziten Luxemburgs ein gemeinsames, gleiches Entstehungsalter zugesprochen werden kann. So wäre auch die relativ weite Verbreitung der Quarzite, die stellenweise deutlich über die Grenzen der Raseneisenerz-Vorkommen hinausreichen, zu erklären.

Im Nordwesten des Blattgebietes, wo sich Tertiär-Quarzite in auffälliger Weise häufen, fehlen Raseneisenerze. Geht man von nur geringfügigen Umlagerungsbeträgen aus, so könnte sich in diesem Quarzit-Vorkommen möglicherweise eine flache, mit Quarz-Sanden gefüllte Senke der jungtertiären Ur-Anlage des späteren Attert-Laufes nachzeichnen.

## Fossilgehalt

Bisher sind aus den Süsswasser-Quarziten des Tertiärs lediglich Steinkerne der Schnecke *Helix* sp. bekannt geworden (LUCIUS 1948).

## IV. QUARTÄR

Anders als bei den bisher behandelten Schichtgliedern sind die Altersbeziehungen der hier abgetrennten lithologischen Einheiten nicht in allen Fällen genau bekannt. Die Reihenfolge in Karten-Legende und Besprechung ist mithin nicht als Altersabfolge im stratgraphischen Sinne anzusehen.

### 1. Pleistozän

Eiszeitliche Bildungen im Blattgebiet sind nicht auf die im folgenden beschriebenen pleistozänen Flusssedimente und Lössablagerungen beschränkt. So beobachtete MERTENS (1982) in alten Bodenprofilen bei Schoenfels Kryoturbationserscheinungen und Reste ehemaliger Eiskeile. Blockmeere am Fuss des Luxemburger Sandsteins sind Zeugnisse der damaligen intensiven physikalischen Verwitterung. Frostsprengung und die zermürbende Kraft vieler Frostwechsellage zerlegten den stark geklüfteten Sandsteinkörper in einzelne Blöcke von mehreren Kubikmetern Grösse. Feines Schuttmaterial wurde ausgewaschen, die grösseren Sandsteinblöcke sammelten sich unterhalb des Steilanstiegs in weiträumigen Blockschuttfächern.

Die Hauptmasse der Fliesserden ist sicher periglazialer Entstehung. Die in den Sommermonaten nur oberflächlich auftauenden Dauerfrostböden begünstigten Rutschungen grossen Ausmasses. Dabei kam es sowohl zu einer intensiven Durchmischung des oberflächlich ausstreichenden mesozoischen Sedimentmaterials, als auch zum «Hakenschlagen» anstehender Schichtpakete, einem hangwärts gerichteten Schicht-Abbiegen durch die verschleppende Kraft abrutschender Erdmassen.

Die Entstehung und Abwärtsbewegung solcher Rutschmassen und Hangschuttdecken hält bis in die heutige Zeit hin an, wie es bogenförmig aufgewachsene Bäume oder abgerutschte Strassenabschnitte belegen. In den neueren geologischen Kartenwerken Luxemburgs werden derartige Bildungen mit der genetisch weit-gefassten Signatur «Gehängeschutt und Hangrutschmassen» (vergl. dazu Kap. 2.2) ausgehalten.

### 1.1. TERRASSESEDIMENTE VON ALZETTE UND ATTERT

#### 1.1.1. Terrassen der Alzette (dtf, dt)

Pleistozäne Terrassensedimente der Alzette beschränken sich im wesentlichen auf die weiten Talformen und Plateaus nördlich der Lias-Steilstufe. Entlang der steilen Talhänge im Süden des Blattes sind - mit Ausnahme eines Restvorkommens bei Hunsdorf - keine nennenswerten Terrassenschotter erhalten.

Eine zeitliche Einstufung einzelner Niveaus konnte nicht vorgenommen werden. Übereinanderliegende Terrassen lassen sich nur schwer voneinander abgrenzen, da sie durch eine den gesamten Hang überziehende Solifluktsdecke verbunden sind und Hangkanten fehlen. Teilweise war eine Unterscheidung nach petrographischen Gesichtspunkten möglich.

#### Lehmige Terrassensedimente mit umgelagerten Eisenerzkongkretionen (dtf)

Die zwischen Mersch und Colmar weitverbreiteten, intensiv orange bis gelbbraun gefärbten Terrassenlehme in Höhenlagen zwischen 250 und 275 m ü.N.N. zeichnen sich durch ihren Gehalt an Raseneisenerz-Geröllen aus. In historischer Zeit wurden die in einzelnen Schichtpartien angereicherten Eisenerze abgebaut und verhüttet (Kap. 1.1.3).

Die Korngrößenverteilung mehrerer Sedimentproben vom Mierscherbiert (aus 3 und 5 Metern Tiefe) entsprach der eines typischen Lösses (HEYARDT 1963, VERHOEF 1966). Auffällig war jedoch die mineralogische Zusammensetzung des unverwitterten Sedimentes, das sich durch eine extreme Kalkarmut und einen gewöhnlich hohen, an feinste Eisenoxid-Partikel gebundenen Eisen-Gehalt von der typischen Löss-Zusammensetzung deutlich unterscheidet. HEYART (1963) sprach sich für eine Herkunft dieser Eisenoxid-Partikel aus fluviatil umgelagertem Verwitterungsschutt der luxemburgischen Minette-Formation aus und vermutete deren Auswehung aus älteren Flussterrassen der näheren Umgebung.

Protokolle von Gründungsbohrungen auf dem Mierscherbiert (Archiv Serv. Géol. Lux) zeigen einen wiederholten und lokal variierenden Wechsel von relativ reinen schluffigen Lehmen und stark eisenkongkretionen-führenden Schichtpartien. An der Oberfläche liegt eine dünne, stärker mit Fremdmaterial vermischte Lehmschicht. Gerölle von Luxemburger Sandstein, Rhät-Konglomerat, Steinmergeldolomit und Tertiär-Quarzit begleiten darin die Raseneisenerze.

Eine im Jahr 1982 angelegte Strasse am Mierscherbiert erschloss als Füllung einer mindestens 2 m tiefen Erosionsrinne im Steinmergelkeuper eisenerz-führende, orange-braune Lehme. Die untersten Partien waren stark grobsandig und mit Bröckchen aufgearbeiteten Steinmergelkeupers durchmischt. Der in umgebenden Baugruben erschlossene unterlagernde Steinmergelkeuper war bis in eine Profiltiefe von ca. 2 Metern verwittert. Anzeichen einer tiefgründigen Verlehmung fehlten, vielmehr zeigten sich dort harte, sehr bröckelige orange-gefärbte Mergel (ggf. ist mit einer sekundären Einfärbung von oben her zu rechnen), als Folge der Auslaugung von Gipslagen stark mit Residualbrekzien durchsetzt.

Folgende Entstehungsgeschichte dieser Gesamt-Assoziation ist wahrscheinlich:

In einer bisher nicht näher datierten Zeitspanne des Pleistozäns waren die heutigen Hochflächen zwischen Mersch und Colmar Bestandteil des weitläufigen Talsystems der damaligen Alzette. Höhere, heute völlig abgetragene, mit lehmigen Verwitterungsprodukten bedeckte Terrassen-Niveaus müssen zu diesem Zeitpunkt im Zuge der linienhaften Einschneidung des Flusslaufs bereits unterschritten worden sein. Auf dem Höhepunkt einer Vereisungsperiode kam es zu umfangreicher Solifluktion, die ein Gemisch aus Verwitterungslehmen und abgerollten Raseneisenerz-Schottern höherer Terrassen-Sedimente herantransportierte. Teilweise wurde dieses Material von der damaligen Alzette aufgenommen und weitertransportiert.

Darüberhinaus kam es zu einer umfangreichen Lössanwehung aus trockenliegenden Bereichen älterer Flussablagerungen der unmittelbaren Umgebung und möglicherweise auch zu einer Durchmischung mit gleichzeitig angelieferten Lössmaterial aus Moränen- und Flussablagerungen vom Rande des nordeuropäischen Inlandeises.

LEVELT (1965) konnte das Lössvorkommen vom Mierscherbiert in zwei dem Schwermineral-Spektrum nach verschiedene Schichtpartien unterteilen und wies der oberen, granatreicheren Schicht ebenso wie allen «normalen» Lössvorkommen Luxemburgs ein würmzeitliches Alter zu. Für die untere, granatärmere Lage vermutete er ein Riss-Alter. Möglicherweise könnte ein solcher Alters-Unterschied auch nur durch wechselnde Anteile äolisch aufgenommenen lokalen Sediment-Materials vorgetauscht worden sein.

Im Bereich des Talsystems kam es zur Akkumulation mächtiger Lössprofile. Auch Soliflukationsdecken und Flusssedimente nahmen äolisch antransportiertes Lössmaterial auf. Gegen Ende der Vereisung wurde dieses Materialgemisch durch eine dünne Lage fluviatiler Schotter eingedeckt.

Die in einzelnen Lehmpartien eingelagerten schwarz-, seltener rotbraunen Eisenkonkretionen sind nach ihrer chemischen Zusammensetzung zweifellos Raseneisenerze: der relativ hohe Gehalt an Phosphor (1,6 - 3,1%  $P_2O_5$ ) unterscheidet sie deutlich von den aus verwittertem Dogger-Kalk entstandenen, sehr phosphorarmen (0,3 - 0,5%  $P_2O_5$ ) KABOTH 1969) Bohnerzen Südluxemburgs.

Raseneisenerze bilden sich im Grundwasserbereich unter gemässigt bis kalten humiden Klimabedingungen. Bei Anwesenheit ausreichender Mengen organischer Substanz wird in der Verwitterungszone Eisen im reduzierenden Milieu als  $Fe^{2+}$  mit dem ansteigenden Wasserstrom dem Grundwasser zugeführt. Zur Ausfällung des Eisens kommt es dort, wo das mit dem freien Sauerstoff der Atmosphäre in Berührung gerät oder sich mit sauerstoffreichen Wässern mischt, wie etwa in feuchten Wiesen und Mooren, oder in der Uferregion von Seen. Dort werden die sandigen, vom Grundwasser durchströmten Sedimentpartien durch Eisenhydroxyd zu unregelmässigen Erzkonkretionen verkittet (LUCIUS 1948).

Luxemburgische Raseneisenerze nehmen mit ihren bemerkenswert hohen Eisen- und Aluminium-Gehalten (vergl. Tabelle 1) eine Sonderstellung ein. Mikroskopische Untersuchungen (KABOTH 1969) zeigten, dass sie sich aus zwei verschiedenen eisenreichen Komponenten zusammensetzen. So wurden hier nicht Sandkörner zu Raseneisenerz verkittet, sondern Eisenooide, abgetragene Reste der Minette-Formation des unteren Doggers (Abb. 26, Tafel 3). Geochemische Untersuchungen belegten unterschiedliche Spurenelement-Gehalte in der Grundmasse und in den Ooiden und schlossen so eine gleichzeitige Entstehung dieser beiden Bestandteile aus (KABOTH 1969). In Hinblick auf die chemische Zusammensetzung ist nur die Grundmasse als Raseneisenerz zu bezeichnen. Dessen Entstehung muss einer relativ kühlen Zeitepoche zugeschrieben werden, als die der Minette entstammenden Eisenooide - sei es nach fluviatiler Anlieferung aus Süd-Luxemburg, sei es nach einem nur unbedeutenden Denudationstransport aus einem heute abgetragenen, nördlicheren Teil dieses Vorkommens - bereits eingelagert waren.

KABOTH (1969) vermutet ein pliozänes Alter der Raseneisenerze. LEVELT (1965) ordnet dem 300 m - Höhenniveau im luxemburger Gutland ein oberpliozänes Alter zu und berichtet von der rückwärtigen Einschneidung der nach Norden entwässernden Flüsse in die Dogger-Schichtstufe Süd-Luxemburgs; eisenooidreiche Sedimente der Sand-Fraktion seien zu dieser Zeit weiträumig abgelagert worden. Solche Ablagerungen könnten als Entstehungsort der Rasenei-

senerze angesehen werden. Später, im Zuge der Unterschneidung und Abtragung dieser hochgelegenen alten Terrassen-Niveaus, kam es dann zu einer mehrfachen Umlagerung der Eisenkonkretionen. Die heute in den Lehmen der Hochflächen zwischen Mersch und Colmar enthaltenen Erze entstammen einem jüngeren Terrassen-Niveau.

Nachdem später auch diese Höhenlage unterschritten worden war, führten Solifluktions- und Denudationsvorgänge zu einer flächenhaften Lehm-Überdeckung tieferer Hangbereiche. Nach Ausspülung der feinen Lehm-Partikel verblieb oft nur eine dünne Eisenerz-Bestreuung der anstehenden Keuperschichten. Eine «dtf»-Übersignatur kennzeichnet solche dünnen, aber auffälligen Restvorkommen.

Ein isolierter Raseneisenerz-Block, der aufgrund seines erheblichen Gewichtes ebenso wie die bereits beschriebenen Tertiär- Quarzite der flächenhaften Abtragung standhalten konnte, steht heute als Mahnmahl auf der Bergkuppe des Beisenerbierts nordwestlich Mersch (R 73 360, H 91 630).

Einzelne isolierte («dtf»-)Lehmvorkommen geringerer Ausdehnung, wie z.B. eines oberhalb Cruchten, wurden nicht in die geologische Karte übernommen.

#### Mächtigkeiten

Über die Mächtigkeiten der Restvorkommen von «dtf»-Lehmen auf den Hochflächen stehen nur sehr wenige Angaben zur Verfügung. LUCIUS (1948) berichtete von 8 - 10 m tiefen für die Erzgewinnung abgeteufte Schächten zwischen Mersch und Cruchten (siehe dazu Kap. 1.1.3).

Protokolle von Gründungsbohrungen auf dem Mierscherbiert, nordöstlich des Pavillons an der N. 7 (Archiv Serv. Géol. Lux.) wiesen 4,5 - 6,4 m mächtige, z.T. eisenkonkretionenführende Decklehme aus.

#### Aufschlüsse

Über die im folgenden genannten, nur wenig beständigen Aufschluss-Lokalitäten hinaus sind die Lehme der «dtf»-Assoziation auf den ackerbaulich genutzten Hochflächen des Mierscherbierts gut erschlossen und zugänglich.

- R 75 420, H 92 100; Reckenerwé / südlich Pettingen: in mehreren Böschungen ca. 1 m intensiv orange-braune Lehme mit Raseneisenerz-Konkretionen.
- R 74 850, H 91 250; Neubaugebiet «Kisel» / oberhalb Mersch: in Strassenböschung Auflagerung von «dtf»-Lehmen auf Steinmergelkeuper.

#### Lehmig - sandige Terrassensedimente («dt»)

Terrassensedimente, die lithologisch von den charakteristischen eisenerzführenden Lehmen abwichen, wurden in der Sammelsignatur «dt» zusammengefasst. Es handelt sich dabei im wesentlichen um relativ junge pleistozäne Terrassenablagerungen stark wechselnder petrogra-

phischer Zusammensetzung. Neben Schwemmlöss-Anteilen, Tertiär-Quarzit-Geröllen und reichlich Eisenerzkongregationen enthalten sie umgelagertes Material des Lias, Rhät und Mittleren Keupers. Vorherrschend sind gerundete Kalksandsteingerölle des Luxemburger Sandsteins, eingelagert in eine sandig-lehmige Matrix. Durch Solifluktion angelieferte Verwitterungsprodukte der näheren Umgebung spielen bei der Zusammensetzung des Geröllspektrums und bei Farbe und Sandgehalt dieser Lehme eine massgebliche Rolle. Teilweise besteht durch hangüberdeckende Fließerde- und Hangschuttbildungen ein unmittelbarer Übergang von am Hang ausstreichenden älteren Lehm-Vorkommen zu den jüngeren Terrassen-Sedimenten.

Die relativ hochgelegene Flussterrasse bei Colmar-Berg (270 - 290 m. ü.N.N.) wurde ebenfalls mit der «dt»-Signatur kartiert. Möglicherweise handelt es sich dabei um einen mit jungen Löss-Sedimenten überdeckten Erosionsrest der alten, oberpliozänen Hochterrasse, welche nach LEVELT (1965) Höhenlagen zwischen 310 und 275 m (das sog. 300 m - Niveau) einnimmt.

### 1.1.2. Terrassen der Attert (dt)

Mehrere Verebnungsflächen zu beiden Seiten des Attert-Laufes markieren das pleistozäne Talsystems dieses Flusses. Sie tragen meist nur noch geringmächtige, von braunen Lehmen und Sanden begleitete ortsfremde Schotterdecken.

Folgende Kriterien helfen bei der Unterscheidung dieser Terrassensedimente vom Verwitterungsmaterial des unterlagernden Mittleren Keupers: Farbe, Sand- und Geröllgehalt gewährleisten die problemlose Abtrennung von den Schichten des Steinmergelkeupers. Geröllspektrum und Geröllgrösse trennen die pleistozänen Ablagerungen vom Verwitterungsmaterial der teilweise sandig-konglomeratisch entwickelten Stufen des Mittleren Keupers ( $km_1$  und  $km_2$ ). Der Geröllbestand der Keuper-Konglomerate setzt sich nahezu ausschliesslich aus Milchquarz- und Quarzitkomponenten der Fein- bis Grobkiesfraktion zusammen, die bis in die Blockkiesfraktion reichenden Gerölle der Terrassenkiese zeigen demgegenüber ein buntes Spektrum. Neben Quarz- und Quarzitkomponenten erscheinen schwarze Lyditgerölle, rote dolomitische Sandsteine, faust- bis kopfgrosse abgerollte Tertiärquarzitstücke und schliesslich Dolomitgerölle aus Unterm Keuper und Steinmergelkeuper. SCHNEIDERS (in Vorber.) vermutet in diesen Geröllen von teilweise über 15 cm Kantenlänge Anteile von Basalkonglomerat des Buntsandsteins.

Derartige Terrassensedimente, die oft nur als dünne Geröllschleier die Hochflächen entlang der Attert eindecken, konnten nur im Einzelfall in die geologische Karte übernommen werden; umfangreiche Denudations- und Durchmischungsvorgänge und mangelnde Aufschlüsse erlaubten keine weiterreichende Interpretation (vergl. dazu geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen von VERHOEF 1966).

### 1.1.3. Wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzkongregationen

Die in den Terrassensedimenten der Alzette eingelagerten Kongregationen von Brauneisenerz (Kap. 1.1.1) wurden bis ins 19. Jahrhundert abgebaut; flache Senken in Feldern und Wäldern weisen noch vereinzelt auf alte Abbau-Gebiete hin. LUCIUS (1948) rekonstruierte anhand der

Werke von CLEMENT (1864) und WAGNER (1921) Gewinnung und Verarbeitung der Eisenerze:

Die nach damaligen Massstäben reichen Vorkommen auf den Hochflächen zwischen Mersch und Cruchten waren laut Berggesetz von 1810 als einzige im ganzen Land konzessionspflichtig. Der Abbau erfolgte in Tagebau-Kleinbetrieben während der Monate, in denen die Feldarbeit ruhte. Nach Abtrag der Deckschichten wurden die stärker Fe-Konkretionen-führenden Lagen des lehmigen Terrassensediments abgebaut. Ein mehrmaliges Waschen des stark verunreinigten Materials in Grundwasserlachen des Tagebaus oder in benachbarten Bächen war nötig, bevor das Erz in den einfachen, mit Holzkohle betriebenen Hochöfen verhüttet werden konnte. Bei Mächtigkeiten zwischen 0,2 und 2 Metern wiesen die so ausgebeuteten Lager-Schichten einen Gehalt an Eisenerzkonkretionen von 60-80% auf.

Vor dem Anlegen einer solchen Grube wurde die Tiefenlage und Mächtigkeit des Eisenerz-Lagers mit langen eisernen Stangen sondiert; der gelbbraune Strich des Eisenerzes auf den Stangen gab dabei Auskunft über die Abbauwürdigkeit.

Bei grösserer Mächtigkeit der lehmigen Deckschichten wurden für den Abbau bis zu 10 m tiefe Schächte angelegt - dies ist aus der Umgebung von Mersch überliefert - und die erzführende Schicht mit Stollen erschlossen. Handwinden und Körbe dienten zur Förderung. Da die Mittel für eine systematische Entwässerung fehlten bzw. nicht lohnenswert erschienen, wurden die Gruben nur bis zum Grundwasserspiegel vorangetrieben und bei zu starkem Wasserandrang aufgegeben.

Eine Erhebung aus dem Jahr 1811 weist folgenden Umfang der Förderung aus:

Region	Mersch/Reckange/Pettingen
Förderzeit pro Jahr	6 - 7 Monate
Belegschaft (Bergarbeiter u. Wäscher)	30 Mann
Ausbeute	3600 Tonnen Erz
Region	Moesdorf/Cruchten
Förderzeit pro Jahr	6 Monate
Belegschaft	3 Mann
Ausbeute	300 Tonnen Erz

Das geförderte Material zeigte alle Übergänge vom abbauwürdigen Raseneisenerz zu einem eisenschüssigen Sandstein bzw. Quarzit. Tabelle 1 stellt die vom Laboratorium Rote Erde in Esch/Alzette 1944 veröffentlichten Analysendaten von Proben vom Mierscherbiere bei Mersch zusammen.

	SiO <sub>2</sub>	Fe	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	Mn	Glühverlust
Eisenerz	20,69	44,43	3,21	1,81	0,64	0,22	0,15	9,72
Eisenschüssiger Quarzit	43,87	31,42	2,84	0,55	0,08	0,14	0,11	7,20
Quarzit	90,78	4,20	1,39	—	0,08	Spuren	—	0,73

Tabelle 1: Analysendaten von Raseneisenerzen und Tertiär-Quarziten  
Angaben in Gewichts% (nach Lucius 1948).

Die einfachen Hochöfenbetriebe, in denen dieses Erz verhüttet wurde, wurden mit Rücksicht auf die Holzkohle-Befeuerung in der Nähe grosser Wälder angelegt. Gründungen grösserer Verhüttungswerke datieren wie folgt: Bissen 1631, Colmar-Hütte (Colmar-Usines) 1651, Rollingen 1656, Fischbach 1768 und die Hütte an der Weissen Ernz, deren Ruine noch heute existiert, 1836. In den angegliederten Giesserei-Betrieben fanden die die Erze begleitenden sandigen Lehme Verwendung als Formsande.

Mit dem Beginn des 19. Jahrhunderts, als wegen des weltweit stark steigenden Eisenbedarfs die Eisenwerke vielerorts ausgebaut und verbessert wurden, waren diese Kleinbetriebe nicht mehr konkurrenzfähig. Die Umstellung auf die rentablere Koksfeuerung erfolgte nur zögernd, das phosphorhaltige Erz lieferte Metall minderer Qualität, sogenanntes «fer tendre», zudem liess die geringe Rohstoff-Grundlage der Eisenerzkongregationen eine nennenswerte Erweiterung der Förderung nicht zu. Gegen 1870 begann schliesslich die Verlagerung der Hüttenwerke zu den Minette-Lagerstätten im Südwesten Luxemburgs, nachdem deren Erze in den Hochöfen des Nordens zunächst nur als Zusatz verwendet worden waren.

Heute noch bestehende Werke in dieser Region wie die «Nagelfabrik» (ARBED) in Bissen oder die Fonderie in Mersch (FAM), die sich längst auf andere Rohstoffe umgestellt haben, und viele Flurbezeichnungen wie Schmetteknapp, Schmetteboesch etc. weisen noch auf die alte Tradition der Eisenverarbeitung hin.

## 1.2. L e h m e ( d l )

Lehmdecken mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis Metern, sogenannte «Plateaulehme», überlagern weite Teile des Blattgebietes. Auf den älteren geologischen Karten sind sie noch als autochthone, bzw. nur wenig umgelagerte Verwitterungslehme der unterlagernden Schichten eingetragen worden. M. LUCIUS kartierte derartige Lehme als « $d_2(km_3)$ » oder « $d_2(li_3)$ » - aus  $km_3$  bzw.  $li_3$  entstandene diluviale Bildungen - und beschrieb darüberhinaus noch weitere Flächen mit in-situ-Verlehmung auf den Plateaus der Mergel und Kalke von Strassen ( $li_3$ ) (LUCIUS 1948).

Neuere Untersuchungen konnten jedoch mehrere, auf eine vorwiegend äolische Genese hindeutende Kriterien aufzeigen (HEYART 1963, LEVELT 1965, VERHOEF 1966). So weisen diese hell- bis ockerbraunen Sedimente die für Löss-Ablagerungen bezeichnende Korngrössenverteilung und Mineralzusammensetzung auf, an ihrer Basis erscheinen gelegentlich Steinpflaster. Sie sind nicht an einzelne Höhenlagen gebunden, sondern gleichen sich den Oberflächenformen des Geländes an.

Die verschiedenen Komponenten der pleistozänen Lehme wurden auf der geologischen Karte in der einheitlichen «dl»-Signatur zusammengefasst. Darin mischen sich echte, unverwitterte Lössdecken, Lösslehme, deren Karbonatgehalt weitgehend ausgewaschen wurde, und umgelagertes, z.T. mit Verwitterungslehmen unterlagernder Schichten vermengtes Lössmaterial. In kleineren Tälern und Senken haben sich durch Solifluktions- und Denudationsvorgänge Lehme bis zu 5 Metern Mächtigkeit akkumuliert; derartige umgelagerte Lösslehme zeichnen sich häufig durch einen geringen Holzkohle-Gehalt aus.

Eine genetische Differenzierung dieser Einzelkomponenten der Lehme und die genaue Darstellung deren flächenhafter Verbreitung ist der vom «Service Pédologique de Luxembourg» vorbereiteten Bodenkarte Blatt Mersch vorbehalten (vergl. auch VERHOEFEN 1963).

Auf der geologischen Karte markiert eine weiss unterlegte «dl»-Signatur relativ gesicherte Mächtigkeiten von mehr als 1,5 Metern. Die Übersignatur bezeichnet dagegen zusammenhängende Flächen geringerer Mächtigkeiten, aber auch Vorkommen, deren lokale Mächtigkeiten im Rahmen der geologischen Kartierung nicht genau festgelegt werden konnten.

Pleistozäne Lehme haben ihre weiteste Verbreitung auf den Hochflächen westlich der unteren Alzette. Dort steigern sie die Fruchtbarkeit der sonst recht schweren Verwitterungsböden des Mittleren Keupers und beeinflussen so über Vegetation und Bebauung das gesamte Erscheinungsbild der Landschaft. Bei einzelnen Sondierungen auf dem Steinmergelkeuper-Plateau südlich der Ortschaft Bissen, auf Standorten, wo kolluviale Zusammenschwemmungen auszuschliessen waren, wurden Lehmdeckungen von bis zu 2,2 m Mächtigkeit erbohrt. Möglicherweise haben mehrere Lössgenerationen zu dieser Akkumulierung beigetragen (vergl. Kap. 1.1.1.).

Heute erhaltene äolische Lössdecken lagern auf mesozoischen Schichtgliedern von Lias bis Mittlerem Keuper ( $li_3$ - $km_2$  [ $km_1$ ]), in Höhenlagen zwischen 415 und 235 Metern ü.N.N.. Sie zeichnen die zur Zeit ihrer Anwehung bestehende Landoberfläche nach. In nachfolgenden Phasen erosiver Eintiefung der Flussläufe wurden diese Niveaus stellenweise unterschritten: An den steileren heutigen Talhängen treten unterhalb einer dünnen Bodenkrume häufig unmittelbar Jura- und Trias-Schichten zutage, äolische Decklehme auf primärer Lagerstätte fehlen hier.

### 1.3. Eine Fossilfundstelle des Pleisozäns bei Fensterdall

In den «Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburg» aus dem Jahre 1948 erwähnte M. LUCIUS ein Vorkommen pleistozäner Lehme und Sande am Südosthang des Helperknapps (bei «Obenthalt», R 70 400, H 90 800) oberhalb einer grossen Sandgrube im Top des Luxemburger Sandsteins. Es handelte sich um gut geschichtete, mit Verwitterungsmaterial der Mergel und Kalke von Strassen durchmischte, 5 m mächtige Sedimentabfolgen. Beim Abräumen dieser Deckschichten fanden sich ein Stosszahn eines Mammuts sowie ein vollständiger Schädel und drei weitere Backenzähne eines pleistozänen Woll-Nashorns. Nähere Angaben fehlen. LUCIUS deutete die Sedimente als «mitteldiluviale Ablagerungen eines Sees oder eines trägen Flusslaufes» (1948, S. 325).

## 2. Holozän (Alluvium)

### 2.1. Talauen

Die jungen lehmig-sandigen Sedimente an der Oberfläche der Talsohlen setzen sich aus Flussablagerungen und dem durch Abtragung von nahegelegenen Hängen stammenden Verwitterungsmaterial zusammen. Den massgeblichen Einfluss des in der Umgebung anstehenden Gesteinsmaterials auf die lithologische Zusammensetzung der Talalluvien zeigt ein von MOSAR (1982) aufgestelltes Längsprofil der Alzette-Ablagerungen. Es weist den abrupten Korngrössenwechsel der Auensedimente beim Eintritt des Flusslaufs in bestimmte Gesteinsserien nach. Stellenweise lässt sich sogar die allmähliche Freilegung verschiedener Schichten des Anstehenden nachvollziehen.

Bei relativ ausgeglichener Wasserführung kommt es heute nur zu geringfügigen Umlagerungen des an Ort und Stelle zugeführten Verwitterungsschutts; gelegentliche Hochwässer nehmen einen Teil des Materials auf, um es nach kurzem Transport als Auenlehm bzw. Auensand, z.T. durchsetzt mit feinen Kieslagen, wieder abzulagern. Holozäne Talfüllungen verschiedener Flüsse im Blattgebiet weisen demnach erhebliche Schwankungen in Materialabfolge und Mächtigkeit auf. So erreichen beispielsweise die jungen holozänen Deckschichten des Alzette-Tales maximal 8 Meter, die anderer Flüsse sind im allgemeinen geringmächtiger.

Eine auffällige Erscheinung sind die mit Holzkohlenresten angereicherten Lagen innerhalb der Auensedimente von Flüssen und Bächen. Sie treten bei Vichten und Boevange in Tiefenlagen von 0,8 bis 2,3 Metern auf und werden in einer entsprechenden Position auch in anderen Auenlehm-Profilen erwähnt (VERHOEF 1966, vergl. auch SCHNEIDERS, in Vorber.). Sie dokumentieren die umfangreiche Holzkohlen-Produktion, die zwischen dem 17. und 19. Jahrhundert im damals mit einer geschlossenen Waldfläche bedeckten nördlichen Gutland einen bedeutenden Erwerbszweig darstellte. Die Holzkohle diente zur Verhüttung von Eisenerzen (vergl. Kap. 1.1.3). Heute noch deuten viele ca. 5-10 m durchmessende kreisrunde Vertiefungen in Wäldern und schwärzlich gefärbte Bodenareale auf den Äckern auf ehemalige Köhlerstellen hin.

Die für die relativ kurze Zeitspanne seit dem 17. bzw. 19. Jahrhundert recht mächtige Lage abgeschwemmten Bodenmaterials in den Tal-Alluvien zeigt, in welcher Masse das Abholzen der schützenden Waldbedeckung durch den Menschen die Abtragung begünstigt hat. Die im frühen Mittelalter einsetzende intensive landwirtschaftliche Nutzung der Hochflächen verstärkte den Prozess der flächenhaften Abspülung der Böden. Im Süden des Blattgebietes führte die Umwandlung steiler, ehemals bewaldeter Steinmergelkeuper-Hänge in weitgehend ungeschützte Weideflächen zur flächenhaften Abspülung weiter Teile des Bodenprofils und somit zur Anreicherung mächtiger Lagen organischen Materials in jüngeren Flussablagerungen (vergl. MOSAR 1982).

Die Abgrenzung der Talauen erfolgte nach morphologischen Gesichtspunkten. Wo Hangschuttmassen bis in das Tal-Niveau hinabreichten, wurden sie im allgemeinen nicht als eigenständige Bildungen ausgehalten, sondern dem Alluvium der Talsohlen zugeordnet.

Auenbildungen in den Talmiederungen kleinerer Bäche wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht in die geologische Karte übernommen. Sie bestehen im wesentlichen aus am Fuss der Talhänge akkumulierten und nur geringfügig umgelagerten Hangschuttdecken und feinen Abschlämm-Massen. Oft enthalten sie erhebliche Anteile von Schwemmlöss.

## 2.2. H a n g s c h u t t u n d H a n g r u t s c h m a s s e n

Ein Grossteil der Steilhänge von Oberem Muschelkalk und Luxemburger Sandstein ist von mächtigen Schuttdecken verhüllt. Trotz der recht unterschiedlichen Beschaffenheit des jeweiligen Schuttmaterials erhielten sie aus Gründen der Einheitlichkeit die gemeinsame Signatur «Gehängeschutt und Hangrutschmassen». Diese Sammelsignatur umfasst darüberhinaus genetisch und nach Altersstellung so verschiedene Sedimente wie pleistozäne Fliesserden und jüngere Rutsch- und Abschwemm-Massen.

Die aus einer Wechsellagerung weicher Tonmergel und harter klüftiger Dolomite und Sandsteine zusammengesetzten Partien des Oberen Muschelkalkes ergeben ein besonders fließfähiges Verwitterungsmaterial. Nach starken Regenfällen kommt es über den wasserstauenden Mergeln des Mittleren Muschelkalks oft zu grossflächigen Rutschungen und zur fächerförmigen Ablagerung der Abschwemm-Massen an den Ausgängen kleinerer Nebentäler. Grössere Schol-

len gleiten im Schichtverband hangabwärts. Dies konnte beispielsweise im oberen Schwarzbachtal im Westen von Colmar-Berg beobachtet werden, wo sich im untersten Tal-Niveau verkippte Schollen des Oberen Muschelkalkes anhäufen. In Baugruben am Lieseberg bei Colmar wurde eine mehr als 5 Meter mächtige Hangschuttdecke angetroffen, nördlich der Bahnstation Colmar-Berg wurden sogar 9 Meter Verwitterungsschutt erbohrt.

Die Hangschuttdecken des Luxemburger Sandsteins setzen sich demgegenüber aus lockeren Sanden mit nur vereinzelt beigemischten, kubikmetergrossen Sandsteinblöcken zusammen. Eine Baugrube am östlichen Talhang der Mamer bei Schoenfels, in der Nähe einer talparallel streichenden Störung erschloss solche Sand-Schuttmassen in über 15 Meter Mächtigkeit (MERTENS 1982).

In der geologischen Karte wurden nur Hangschuttdecken mit einer - teils sondierten, teils abgeschätzten - Mächtigkeit von mehr als 1,5 Metern und einer im Masstab der Karte sinnvollen Mindest-Ausdehnung verzeichnet.

Als Baugrund sind die lockeren, stark von Rutschungen und Setzungsvorgängen betroffenen Material-Anhäufungen am Fuss der Steilhänge natürlich problematisch. Innerhalb der Ortschaft Colmar-Berg wird beispielsweise jede freie Böschung gestützt, im Süden von Schoenfels schützen weitläufige Betonwände den Flusslauf der Mamer vor den Schuttmassen des Berges «Huelesch».

### 2.3. KALKSINTER

Von karbonathaltigen Wässern abgeschiedene Kalktuffe gehören zu den jüngsten Gesteinen des Blattgebietes.

Im Gebiet der Trias-Schichten treten nur kleinere, im Masstab der Karte nicht darstellbare Kalksinterflächen auf. Grössere Vorkommen finden sich entlang des bedeutenden Quell-Horizontes am Fuss des Luxemburger Sandsteins, wo eine beständige hohe Wasserschüttung eine Kalkfällung grösseren Masstabes begünstigt.

Die Temperatur-Erhöhung der kalten Quellwässer und die Druckentlastung beim Austritt aus dem gespannten Grundwasser-Leiter setzen die Löslichkeit des im Wasser enthaltenen Karbonates herab; unterhalb der Quelle setzt sich eine lockere, poröse Bedeckung von Kalksinter ab. Diese Ablagerungen können ausgedehnte Flächen einnehmen, mit Mächtigkeiten von bis zu 5 Metern. Die grösste Sinterdecke des Blattgebietes liegt im Tal der Weissen Ernz zwischen Medernach und Larochette und umfasst ca. 35 000 m<sup>2</sup>. Nach LUCIUS (1948) wurde sie zeitweilig zur technischen Verwertung abgebaut.

Das relativ mürbe Material dieser Kaltuffmassen ist von hellgrauer, weisser oder bräunlicher Farbe. Oft finden sich darin Abdrücke rezenter Pflanzen (Abb. 27, Tafel 3) oder Gehäuse von Land- oder Süswasserschnecken: ein deutlicher Hinweis, dass die Kalkfällung bis heute andauert.

## Aufschlüsse

Gegenüber den vielen weniger gut zugänglichen Kalksinterkrusten an kleineren Quellen und Bachrissen ist das oben bereits erwähnte Vorkommen gut erschlossen und begehbar.

R 83 500, H 96 100; Uelegsmillen / südlich Medernach: in Böschung eines Wiesengrundstückes ca. 1 m Kalktuff; zahlreiche Pflanzenabdrücke.

## D LAGERUNGSVERHÄLTNISSE (Tektonik)

Das Mesozoikum des luxemburger Gutlandes und der Südeifel liegt am Nordost-Rand des Pariser Beckens. Von Ardennen, Eifel und Hunsrück als variszische Massive umrahmt, verdanken die jüngeren Deckschichten ihre Erhaltung einer Senkungszone des devonischen Untergrundes. Der Verlauf des Erosionsrandes ist mit seinen Vorsprüngen und Einbuchtungen Ausdruck einer differenzierten inneren Tektonik dieser «Mulde von Luxemburg» (LUCIUS 1948). Die nach NE konvexen Bögen der Ausbisse zeigen das nach SW gerichtete Abtauchen dieser Grossstruktur.

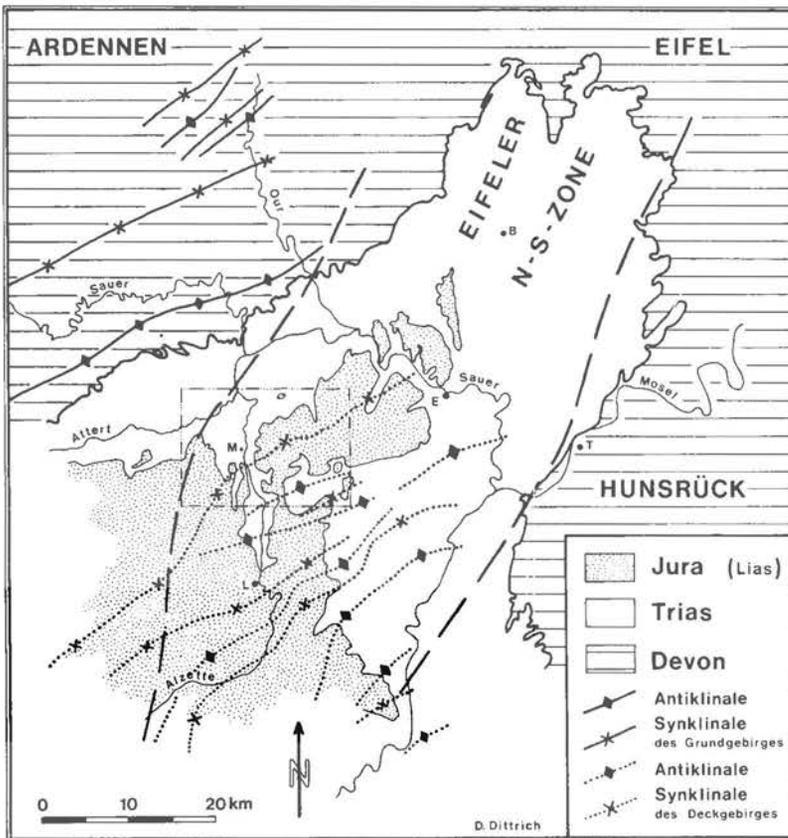


Abb. 28: Geologischer Rahmen des Blattgebietes (ohne Bruchtektonik).

Die mesozoischen Deckschichten reagierten auf die Dehnung durch vertikale Bewegungen einzelner Schollen des unterlagernden variszischen Sockels mit weitgespannten Verbiegungen. Die Begriffe «Sattel» und «Mulde», die in ihrer ursprünglichen Bedeutung Einengungstektonik kennzeichnen, werden traditionsgemäss auch auf diese flachen Wellungen des luxemburger Mesozoikums übertragen.

Erneute Beanspruchung führte schliesslich an den von Zerrung besonders betroffenen Flanken der Sättel und Mulden des Deckgebirges zu Bruchtektonik, im wesentlichen in Form strukturparalleler Abschiebungen mit Verwurfbeträgen im Zehner-Meter-Bereich (vergl. auch LUCIUS 1948).

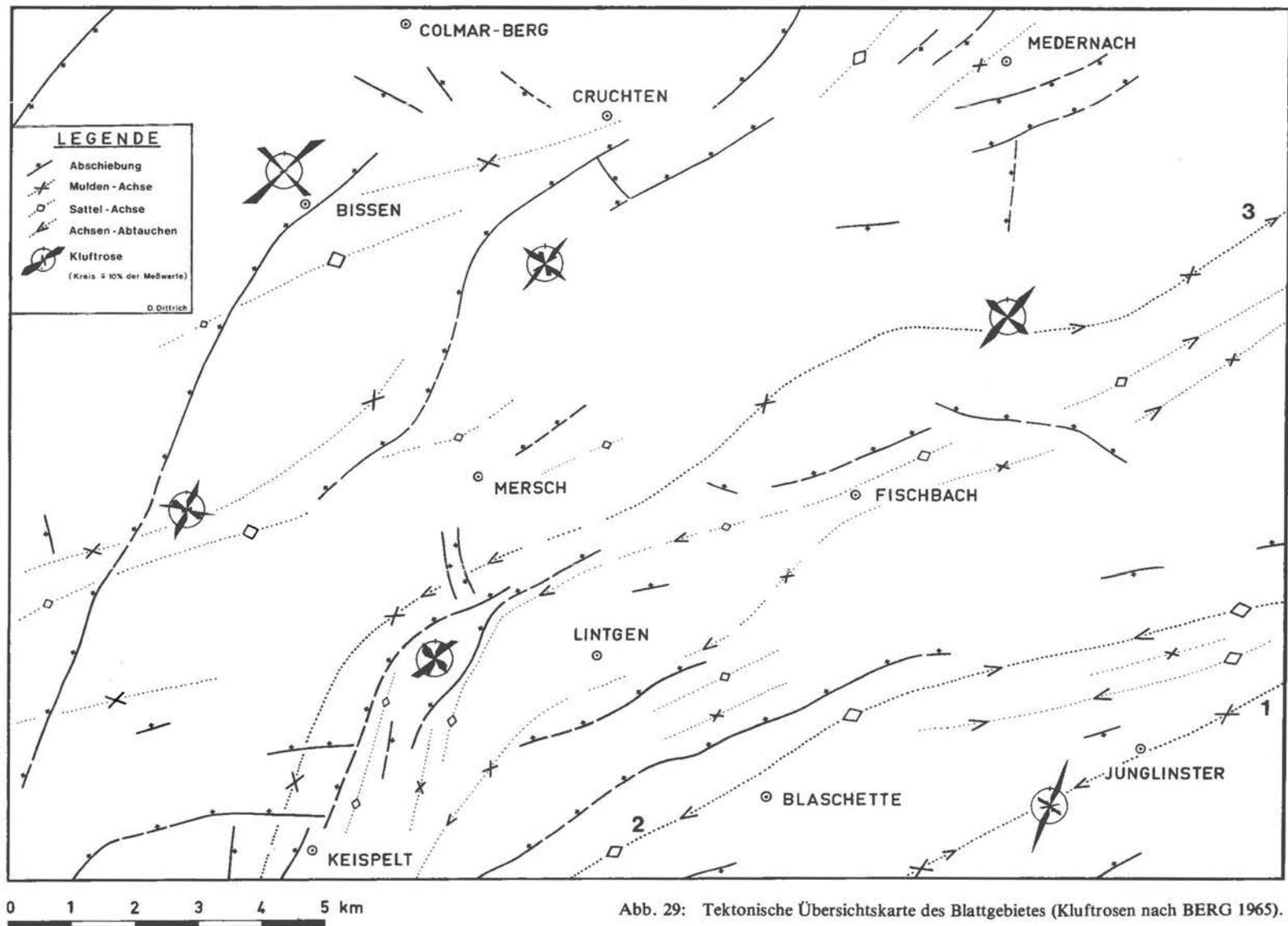
Zwei Hauptstrukturelemente des tieferen Untergrundes beeinflussen die im tektonischen Inventar der mesozoischen Deckschichten Luxemburgs nachgezeichneten Richtungen: Das Schichtstreichen des in der Umrahmung zutagetretenden variszischen Gebirges und eine rheinisch (in NNE-SSW-Richtung) streichende Depressionszone zwischen Ardennen im Westen und Eifel und Hunsrück im Osten, die sogenannte Eifeler-Nord-Süd-Zone, welche sich nach Süden durch die Lothringische Furche bis in den Rhône-Graben hin fortsetzt (vergl. Abb. 28). Nach Westen zum Pariser Becken hin klingen rheinische Richtungselemente allmählich aus, die variszisch streichenden dominieren.

Richtungswechsel von Sattel- und Muldenachsen mit den sie begleitenden Störungen, auch das Abtauchen von Achsen entlang rheinisch streichenden Depressionszonen, oft begleitet von einzelnen Querbrüchen, sind augenfällige Hinweise auf dieses Nebeneinander von Richtungssystemen. Die sich an den vielfältigen Verbiegungen orientierenden Kluftscharen des mesozoischen Deckgebirges sind ein unmittelbarer Ausdruck des tektonischen Beanspruchungsmusters.

Nach Untersuchungen von BERG (1965) erfolgte die Absenkung mesozoischer Schichten innerhalb der Eifeler-N-S-Zone bzw. deren südlicher Fortsetzung, auf unterschiedliche Weise: Während am Westrand des Sekungsfeldes Achsen-Abbiegungen und weiträumige Flexuren vorherrschend sind und nur wenige grössere Verwerfungen auftreten, häufen sich am Ostrand entlang einer relativ schmalen Zone rheinisch streichende Brüche. An der unteren Sauer, wo diese schliesslich auf variszisch streichende, aus der Moselgegend heranreichende Störungen treffen, ist das Deckgebirge in ein dichtes Schollenmosaik zerlegt worden.

Innerhalb des geschilderten grosstektonischen Rahmens nimmt das Blattgebiet eine Position im Übergangsgebiet der Eifeler-N-S-Zone zum Pariser Becken ein; einen Überblick über die tektonischen Einheiten gibt Abbildung 29. Die Ergebnisse einer Untersuchung des Kluftsystems des luxemburger Gutlandes (BERG 1965) wurden, soweit sie das Blattgebiet betreffen, in die tektonische Übersichtskarte übernommen. Die von BERG gewählte Darstellungsart der Richtungsrosen bildet nur das Streichen der meist senkrecht einfallenden Kluftflächen ab. Die Kluftsysteme setzen sich durch das gesamte mesozoische Deckgebirge fort, unabhängig vom Alter der Gesteine.

Es zeigen sich deutliche Übereinstimmungen der bevorzugten Kluft-Richtungen mit denen grösserer tektonischer Strukturelemente wie etwa Verwerfungslinien, Sattel- oder Muldenachsen.



Zwei interessante Beispiele sind die Klüftrosen bei *Schönfels* an der Mamer (westlich Lintgen) und bei *Essingen* an der Alzette (zwischen Mersch und Cruchten). Beide liegen im Einflussbereich umgebender tektonischer Hauptlinien (Abb. 29). Ihre zwischen zwei Hauptrichtungen aufgefächerten Richtungsmaxima zeichnen denn auch die Überlagerung von rheinisch (NNE-SSW) und variszisch (NE-SW) streichenden Elementen deutlich nach.

In der Klüftrose südwestlich *Junglinster* erklärt sich der scheinbare Widerspruch zwischen dem Richtungsmaximum bei 20° und den in annähernd variszischer Richtung streichenden Sattel- und Muldenachsen der Umgebung durch eine rheinische Achsen-Depressionszone. Die als Reaktion auf das flexurelle Abbiegen der starren Sedimentdecke aufgerissenen Klüfte zeichnen den Verlauf dieses Senkungsfeldes nach. In seiner nördlichen Fortsetzung schwenkt es allmählich nach Nordosten hin um; in der Klüftrose bei *Ernz* im Tal der Weissen Ernz (südlich Medernach) prägt sich dementsprechend ein zwischen der steilen rheinischen und der flacheren variszischen Richtung vermittelndes Kluftrichtungs-Maximum von 30°- 40° aus. (vergl. auch Klüftrose Essingen).

Die sehr einheitliche, ausschliesslich am variszischen Untergrund orientierte Kluftrichtungs-Verteilung mit Maxima bei 40-50° und 120-130° in der Richtungsrose bei *Bissen* ist charakteristisch für die tektonisch relativ einfachen Verhältnisse im Nordwesten des Blattgebietes. Westlich der noch rheinisch streichenden Verwerfung Tuntange-Bissen spielen derartige Richtungselemente nur noch eine untergeordnete Rolle.

Als grösstes Strukturelement des luxemburger Gutlandes ist die «Mulde von Weilerbach» von der Nims in der südlichen Eifel bis ins französische Longwy zu verfolgen (LUCIUS 1948). Im Osten zeigt sie einen relativ einheitlichen grossräumigen Aufbau, geht jedoch - wie alle tektonischen Grossstrukturen des Gutlandes - gegen Westen in einen durch streichende Verbiegungen und Verwerfungen zergliederten Kurzfaltensbau über. Bereits im Osten des Blattgebietes ist sie in eine nördliche und südliche Teilmulde aufgespalten. Südlich der Stadt Mersch schwenkt die Gesamtstruktur im Angleich an die rheinische Richtung abrupt nach SSW hin um, verbunden mit einem deutlichen Abtauchen der Muldenachse der stärker ausgeprägten «Nördlichen Weilerbacher Teilmulde». Querbrüche führten hier zu der Bildung einer kleinen Grabenstruktur am Oberlauf der Mamer (SPIES 1982). Die kurzen Südflügel der beiden Teilmulden werden häufig durch strukturparallele Störungen begrenzt, die Nordflügel sind hingegen sehr weiträumig ausgebildet: ein Charakteristikum der meisten Muldenstrukturen des Blattgebietes.

Die relativ komplexe kleinräumige Tektonik im Bereich der Täler von Alzette, Eisch und Mamer ist das Resultat des Richtungswechsels sämtlicher Struktur-Elemente, verbunden mit einem starken Achsen-Abtauchen. So zeichnet sich ein vermutlich rheinisch streichendes Senkungsfeld nach, das sich südlich des Blattrandes fortsetzt: Darauf deutet das merkliche Abtauchen des «Sattels von Blaschette» und der «Südlichen Weilerbacher Teilmulde» am südlichen Kartenrand (Abb. 29).

Zwei rheinische Depressionszonen überlagern demnach die variszischen Strukturen des Blattgebietes, die bereits erwähnte Zone bei Junglinster und diejenige im Süden der Stadt Mersch. Sie sind der Beginn des zum Zentrum der Eifeler-N-S-Zone gerichteten Schichtabbiegens.

Die Tektonik im Norden des Blattes wird durch das allmähliche Ansteigen der Schichten zur «Öslinger Randverbiegung» (LUCIUS 1948) bestimmt. Rheinisch streichende Senkungs-zonen können sich dort nicht länger gegen den massgeblichen Einfluss der variszisch streichenden Schollengrenze zwischen dem Gutland im Süden und dem relativ dazu stark gehobenen Ösling im Norden durchsetzen.

Der Zusammenhang zwischen tektonischer Gliederung und morphologischer Ausgestaltung der Landschaft zeigt sich besonders im Südost-Teil des Kartenblattes: Die starke Ausweitung der Täler von Weisser und Schwarzer Ernz nördlich von Eisenborn bzw. Junglinster, wo inmitten des Lias-Plateaus weite Steinmergelkeuper-Flächen hervortreten, ist beispielsweise der Schichtaufwölbung des «Sattels von Blaschette» zuzuschreiben. Die langgestreckte Erhebung des «Bierger» zeichnet die schon erwähnte, den «Sattel von Blaschette» in rheinischer Richtung querende Achsen-Depressionszone nach. Ein weiterer Vorsprung von Lias-Gesteinen nach Nordosten markiert den Verlauf der südlich gelegenen «Mulde von Junglinster». Im äussersten Südosten des Gebietes schliesslich ist die Abtragung als Auswirkung des sich jenseits des Blattes anschliessenden «Sattels von Born» bzw. dessen nördlicher Teilstruktur des «Sattels von Ernster» (LUCIUS 1948) bis zu den Schichten des Pseudomorphosenkeupers fortgeschritten.

Teilstrecken der Flussläufe orientieren sich an der Richtung von Sattel- und Muldenachsen. So folgt die Alzette in ihrer auffälligen Schleife bei Cruchten dem Streichen einer kleineren Spezialmulde im Nordflügel der «Mulde von Weilerbach».

Die Verwerfungen treten morphologisch nur dort in Erscheinung, wo sie verschieden harte Gesteinspakete nebeneinander bringen. Anhand von Geländekanten, die allmählich durch die Verwitterung herausgearbeitet werden, lassen sich Teilstrecken von Verwerfungen in günstigen Fällen mit blossem Auge verfolgen, wie etwa im Alzette-Tal südlich Cruchten. Dort zeichnet sich eine den Fluss querende Verwerfung, die die harten Dolomite des Oberen Muschelkalks gegen weiche Gesteine des Mittleren Keupers stellt, in einer deutlichen Verflachung des östlichen Talhanges ab.

Störungen in den relativ weichen Mergelfolgen des Steinmergelkeupers sind meist als ausgedehnte Flexurzonen ausgebildet. Im südöstlichen und nordwestlichen Teil des Blattgebietes, wo das mächtige Schichtpaket des  $km_3$  über weite Areale ausstreicht, spielen derartige Schichtaufbiegungen eine bedeutende Rolle. Lokal treten dort ungewöhnlich hohe Einfallswerte auf, die sich von den Neigungsbeträgen bis max. 4 Grad im übrigen Blattgebiet deutlich abheben. Der Übergang von der Bruchtektonik starr reagierender Sandsteine, Konglomerate oder Dolomitbänke zum stärker plastischen Deformationsplan überwiegend pelitisch ausgebildeter Mergelserien lässt sich bei günstigen Aufschlussverhältnissen schon innerhalb weniger Profilmeter - etwa im Übergangsbereich  $km_2/km_3$  - beobachten.

## **E HYDROGEOLOGISCHER ÜBERBLICK**

Das Klima Luxemburgs ist weitgehend ozeanisch, nur wenig kontinental beeinflusst und zeichnet sich durch eine hohe Feuchtigkeit und einen gemässigten Gang der Temperatur aus. Im Bereich des Blattgebietes schwanken die Niederschläge etwa zwischen 750 und 850 mm/Jahr (MIES 1982, vergl. auch FABER 1971). Die Gesteinsabfolge des Blattgebietes und deren Lagerungsverhältnisse (Kap. D) begünstigen eine wirksame Speicherung der Niederschläge und deren langfristige Nutzung. Mit eigenen Quellfassungen und Brunnen sind denn auch die Gemeinden innerhalb des Blattgebietes in ihrer Wasserversorgung weitgehend autonom (vergl. BINTZ et al., in Vorber.). Nur im äussersten Nordwesten des Blattgebietes besteht eine Fremdwasserversorgung mit dem Oberflächenwasser der SEBES (Syndicat du Barrage d'Esch-sur-

Sûre), die Versorgung des Gebietes südöstlich des Lias-Plateaus wird unterstützt durch Trinkwasserleitungen einzelner Syndikate der Moselregion (s. dazu NEUMANN-REDLIN 1971).

Es sind folgende Grundwasserträger zu unterscheiden:

#### Oberer Muschelkalk (mo + mo<sub>s</sub>):

Das bis zu 42 m mächtige Gesteinspaket des Oberen Muschelkalks spielt für die Versorgung des nördlichen Blattgebietes (unteres Alzette-Tal) eine massgebliche Rolle. Dessen Wässer zirkulieren in Klüften und Spalten auf der mergelig-tonigen Unterlage des Mittleren Muschelkalks. Die Quellen liegen meist an der Grenzfläche mm/mo, gelegentlich treten sie, beeinflusst durch eine mächtige Hangschutt-Überdeckung, erst tiefer am Hang aus. Wasseraustritte in höheren Stockwerken der mo-Abfolge sind selten.

Häufige Nachteile von Wässern des Oberen Muschelkalks, eine wegen des mangelnden Filtervermögens der Dolomite oft schlechte Qualität und eine im Jahresverlauf sehr unausgeglichene Schüttung, sind hier durch die mächtige Keuper-Auflagerung im Einzugsgebiet der Wässer und durch das sandige Top der mo-Abfolge weitgehend ausgeglichen. Die lange Sickerstrecke von der Bodenzone des Keupers bis zum Grundwasser-Spiegel des Oberen Muschelkalks reinigt die Wässer und verzögert den unterirdischen Abfluss.

Brunnenbohrungen bei Colmar-Usines nutzen die filternde Wirkung des Lehm- und Schotterkörpers des Attert-Tales.

#### Sandig-konglomeratischer Pseudomorphosenkeuper (km<sub>1</sub>) und Grenzdolomit (ku<sub>2</sub>):

Die mächtigen und über weite Areale des Blattgebietes austreichenden Mergelserien des Mittleren Keupers sind nicht völlig wasserundurchlässig. Kleinklüfte und bei der Lösung von Salzen (Halit, Anhydrit, Gips, Magnesit) entstandene Fugen und Hohlräume leiten das Sickerwasser dem tieferen Grundwasser zu. Die Drainage erfolgt durch einzelne Bänke klüftiger Sandsteine, Konglomerate oder Dolomite des km<sub>1</sub> und ku<sub>2</sub>. In geringem Masse werden diese Wässer zur lokalen Wasserversorgung genutzt, etwa in der Brunnenbohrung der Fonderie Mersch.

#### Schilfsandstein (km<sub>2s</sub>):

An den hier als dichte Wechselfolge stauender Mergel und klüftiger dolomitischer Sandsteine ausgebildeten Schilfsandstein (Kap. C I.2.2.2) sind zahlreiche kleine Wasseraustritte geknüpft. Dieser Quellhorizont im Liegenden der weiträumigen Sickerzone des Steinmergelkeupers wird beispielsweise in einer kommunalen Brunnenbohrung bei Reckange-Mersch und einer Quellfassung bei Cruchten genutzt.

Bei günstigen Lagerungsverhältnissen kommt auch den wenige Meter höher gelegenen ersten Dolomitbänken des km<sub>3</sub> und den aus Gips-Auslaugung resultierenden brekziösen Horizonten (Kap. C II.2.2.3) ebenfalls eine geringe Bedeutung als Grundwasserträger zu.

#### Luxemburger Sandstein (li<sub>2</sub>):

Er bildet den bei weitem wichtigsten Aquifer des Landes. Vor Inbetriebnahme der Talsperre Esch/Sauer im Jahre 1969 wurde ihm noch 90% des gesamten Trinkwasserbedarfs entnommen.

Die grosse Mächtigkeit, die gute Sortierung und die über weite Entfernungen sehr gleichmässige Ausbildung machen ihn zu einem ausgezeichneten Wasserspeicher, in dem sich im allgemeinen keine einzelnen Grundwasser-Stockwerke ausbilden (vergl. auch v. HOYER 1971, GRONEMEIER 1978). Der grösste Teil der Wasserbewegung vollzieht sich auf den Klüften des Sandsteinkörpers, sie drainieren den gesamten Komplex bis zu seiner Basis. Die Kenntnis des Kluftmusters ist somit bei Fragen der Grundwasser-Gewinnung von grosser Bedeutung (vergl. Kap. D). Die Grenze zu den mergeligen Psilonotenschichten ( $li_1$ ) bildet einen nahezu vollkommenen Wasserstauer; meist weit über dem Vorfluter-Niveau anstehend, ist sie der wichtigste Quellschicht Luxemburgs.

Das Ausmass der Wasserführung variiert mit den Lagerungsverhältnissen. Angelegt als flache, muldenförmig eingebogene Sandlinse innerhalb der weitgehend wasserundurchlässigen lothringischen Fazies (Kap. C II.1), bietet der Sandsteinkörper eine gute Voraussetzung zur Ansammlung sehr grosser Wassermengen. Die Achse dieser weiträumigen Muldenstruktur («Mulde von Weilerbach», Kap. D) quert das Blattgebiet etwa von Nordosten nach Südwesten und taucht generell nach Südwesten ab (Abb. 29). Quellaustritte entlang dieser Linie sind äusserst zahlreich und ergiebig, hier werden Schüttungsmengen einzelner Quellen von bis zu mehreren Hunderttausend Kubikmetern Wasser pro Jahr erreicht. An Hängen mit gegenläufig gerichtetem Schichteinfallen, etwa an der südwestlichen Talseite der Alzette (am südlichen Kartenrand) sind Quellaustritte von untergeordneter Bedeutung.

Störungen und kleine Spezial-Sättel und -Mulden komplizieren den Verlauf der Grundwasserbewegungen. Störungen werden häufig von Zonen höherer Kluftdichte und damit verbesserter Wasserwegsamkeit begleitet, die den verstärkten Austritt von Grundwasser begünstigen (v. HOYER 1971, MERTENS 1982).

Der grossflächige Ausstrich des Sandsteinkörpers (vergl. auch BINTZ 1965) ermöglicht die Infiltration und Speicherung eines grossen Teils der Jahres-Niederschläge. Die auflagernden mineralarmen Lockersande bilden einen ausgezeichneten Filter. Zum Erhalt dieser für die Wasserqualität so wichtigen Filterzone wurde der Steinbruchbetrieb auf den Hochflächen im Jahre 1961 per Gesetz eingeschränkt. Problematisch ist die Auswaschung stickstoffhaltiger Mineraldünger aus den teilweise intensiv landwirtschaftlich genutzten Arealen des Lias-Plateaus und die daraus resultierende Belastung des Grundwassers durch hohe Nitratgehalte (vergl. auch v. HOYER 1971, BARTHEL 1958).

Weitere Wasserträger von lokaler Bedeutung bilden der Rhätsandstein des  $ko_1$  (Rinnenfazies, Kap. C I.2.3.1), Kalkstein-Pakete der im Nordwesten des Blattgebietes recht mächtigen Psilonotenschichten ( $li_1$ ) (genutzt etwa in der Brunnenbohrung Brichermillen/Brouch, vergl. Kap. C II.1.1) und in geringem Masse auch klüftige Kalkbänke der Mergel und Kalke von Strassen ( $li_3$ ). Vereinzelt kleinere Quellen werden gespeist aus dem flachgründigen Grundwasser der lehmigen Verwitterungsschicht der Mergelserien des Mittleren Keupers bzw. den lehmig-sandig-kiesigen Verwitterungsbildungen des in Randfazies ausgebildeten Mittleren Keupers. Mit Flachbrunnen und Viehtränken wird auch dieses Wasser genutzt.

Die Härte der aus dem regional sehr unterschiedlich stark karbonatisch zementierten Luxemburger Sandstein (Kap. C II.1.2) stammenden Wässer schwankt zwischen 19 und 24° (frz. Härtsgrade, Gesamt-Härte) im südlichen Teil des Blattgebietes, am Nordrand des Lias-Plateaus liegt sie im Mittel bei 10,7° (bei Brouch 5,5°; LUCIUS 1953). Wässer des Oberen Muschelkalkes im nördlichen Alzette-Tal weisen eine mittleren Härte von 25° auf (Zahlenangaben

nach BINTZ et al., in Vorber.). Die Dolomite, dolomitischen Mergel und Sandsteine des Unteren und Mittleren Keupers liefern Wasser vergleichbarer Härte, eine nennenswerte Beeinflussung durch die Auslaugung von Gips ist hier im Gegensatz zu der Normalfazies Südost-Luxemburgs (LUCIUS 1953, NEUMANN-REDLIN 1971) nur selten zu beobachten.

Nähere Angaben zum Chemismus der Grundwässer Luxemburgs geben LUCIUS (1953), v. HOYER (1971), NEUMANN-REDLIN (1971), GRONEMEIER (1976) und MIES (1982) (vergl. auch Archive des Service Géologique du Luxembourg).

## LITERATURVERZEICHNIS

- ACHILLES, H., BELOW, R. & SPIES, E.D. (in Vorber.) - Stratigraphische und fazielle Auswertung von palynologischen Untersuchungen der Trias-Lias-Grenzsichten im Raum Mersch (Luxemburg). - in Vorber.
- ANDRZEJEWSKI, A. (1981) - Geologische Geländeaufnahmen zwischen Rollingen und Nomern östlich der Alzette (Luxemburg). - Dipl.- Kartierung, Univ. Bonn, 1981.
- ANTUN, P. (1953) - Les associations des minéraux denses du Mésozoïque luxembourgeois. - Ann. Soc. Géol. Belg., 76, B, 249-271, Liège 1953. -  
- (1960) - Sur la lithologie des conglomérats rhétiens du Luxembourg et les caractères de leurs galets silicieux pseudoolithiques. - Arch. Inst. Gr.-Duc. Lux., Sect. Sci., 27, 25-55, Luxembourg 1960.
- BAKKER, J.P. & LEVELT, Th. (1964) - An inquiry into probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. - Publ. Serv. Géol. Lux., IV, Luxembourg 1964.
- BARTHEL, J. (1958) - Recherches chimiques récentes sur nos eaux potables. - in: Quelques aspects de l'hygiène et de l'eau potable au Grand-Duché de Luxembourg. - Publ. du Ministère de la Santé Publique, 23-33, Luxembourg 1958.
- BAUMEISTER, G. (1979) - Geologische Untersuchungen in Gebiet von Saeul (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 1979.
- BENECKE, E. W. (1877) - Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. - Abh. geol. Spezialkarte von Els.-Lothr., Bd. 1, Heft 1, Strassburg 1914.
- 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, Luxembourg 1965.
- BERNERS, H.P. (1983) - A lower liassic offshore bar environment, contribution to the sedimentology of the Luxembourg Sandstone. - Ann. Soc. Géol. Belg., 106, 87-102, Liège 1983.
- BINTZ, J. (1965) - Les possibilités de renforcement de notre alimentation en eau par forages-captages d'eau souterraines. - Bull. Soc. Nat. Lux., 70, 90-108, Luxembourg 1965.  
- (1968) - Le forage de Mersch. - Unveröff. Bericht, Arch. Serv. Géol. Lux., Luxembourg 1968.  
- (1970) - Les ressources en eaux souterraines. - in: Syndicat des Eaux du Barrage d'Esch-sur-Sûre (SEBES, ed.), 146 - 149, Luxembourg 1970.
- BINTZ, J. & MULLER, A. (1966) - Sur la représentation du «Grès de Luxembourg» sur la nouvelle carte géologique générale du Grand-Duché. - Arch. Inst. Gr.-Duc. Lux., Sect. Sci. nat. phys. et math., 31, 241-258, Luxembourg 1966.
- BINTZ, J., GUERIN - FRANIATTE, S. MOUTERDE, S.E.B.E.S.: Tronçon Eschdorf-Nospelt, Nospelt-Rebierg, Nospelt-R. & MULLER, A. (1970) - Résultats des recherches géologiques faites sur la tranchée du S.E.B.E.S.: Tronçon Eschdorf-Nospelt, Nospelt-Rebierg, Nospelt-R. - Publ. Serv. Géol. Lux., XX, 1-83, Luxembourg 1970.
- BINTZ, J., HARY, A. & MULLER, A. (1973) - Luxembourg. - in : Guides géologiques régionaux : Ardenne/Luxembourg. - 135-202, Masson, Paris 1973.
- BINTZ, J., EVEN, G., FLEKKEN, 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 1979.

- BINTZ, J., FRANTZ, M., HANSEN, P. & MAQUIL, R. (in Vorber.) - Part 1 : Le bilan de synthèse des ressources en eaux souterraines du Grand-Duché de Luxembourg. - Part 2 : Vulnérabilité et qualité des ressources en eaux souterraines du Grand-Duché de Luxembourg. - Luxembourg.
- BLANKENHORN, M. (1885) - Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roehrthale. - Abh. geol. Spez. Karte Preussen, 6, 2, Berlin 1885.
- BÜDEL, J., (1957) - Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geogr. Arb., H. 4/5, 5-46, Würzburg 1957.
- CAILLEUX, A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviatiles. - Bull. Soc. Géol. France, 5e Sér., 15, 375-404, Paris 1945.
- CLEMENT, Ch. (1864) - Aperçu général de la constitution géologique et de la richesse minérale du Luxembourg. - Arlon 1864.
- DEWALQUE, G. (1854) - Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. - Bull. Soc. Géol. de France, 2e Sér., 11, 234. - Bull. Acad. Belg. annexe, 1, 143, 1854.
- DITTRICH, D. (1982) - Die Randfazies der Trias im Raum Bissen/Colmar-Berg (Luxemburg) - Dipl. Arb., Univ. Bonn, 1982.
- DUFRENOY (1827) - Observations géologiques sur les différentes formations, qui dans le système des vosges séparent la formation houillère de celle de Lias. - Ann. des Mines, 2e Sér., 1, 393, Paris 1827.
- DUMONT, A.H. (1842) - Mémoire sur les terrain triassiques et jurassique de la province de Luxembourg. - Nouv. mém. de l'Acad. roy. des sciences et belles lettres de Bruxelles, 15, 42, Bruxelles 1842.
- FABER, R. (1971) - Climatologie du Grand-Duché de Luxembourg. - Publ. du Musée d'Hist. nat. et de la Soc. des Naturalistes luxembourgeois, Luxembourg 1971.
- FEUTH-SIEDEK, I., GUEREIN-FRANIATTE, S. & MULLER, A. (1970) - Les Lias inférieur sur le plateau de Burmerange. - Publ. Serv. Géol. Lux., 20, 85-127, Luxembourg 1970.
- FLÜGEL, E. (1978) - Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer, Berlin-Heidelberg-New York 1978.
- FUCHS, K., GEHLEN, K.v., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (ed.) (1983) - Plateau Uplift. The Rhenish Shield - A Case History. - Springer, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo 1983.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977) - Sedimentpetrologie, Teil 2. - 3. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1977.
- GITTINGER, K. (1969) - Geochemische Faziesuntersuchungen im Oberen Haupt-Muschelkalk und Unteren Keuper Luxembourgs. - Publ. Serv. Géol. Lux XIX, Luxembourg 1969.
- GOETZ, C. (1914) - Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. - Jahrb. Kgl. preuss. geol. L.A. 1914, Bd. 35, Teil 1, H. 2, 335-427, Berlin 1914.
- GRONEMEIER, K. (1976) - Qualitativer und quantitativer Nachweis von Umwelteinflüssen auf das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 11-35, Hannover 1976.

- (1978) - Grundwasser-Haushaltsuntersuchungen in «Naturlysimetern» des Luxemburger Sandsteins der Bitburger Mulde. -Mainzer geowiss. Mitt., 7, 95-150, Mainz 1978.
- HARY, A. (1974) - Inventaire des traces d'activité animale dans les sédiments mésozoïques du territoire luxembourgeois. - Publ. Serv. Géol. Lux., 23, 91 - 175, Luxembourg 1974.
- HARY, A. & MULLER A. (1967) - Zur stratigraphischen Stellung des Bonebeds von Medernach (Luxemburg). - N.Jb.Geol.Pal., Monatshefte, 333-341, Schweizerbart, Stuttgart 1967.
- HEILMANN, H. (1979) - Geologische Untersuchungen im Gebiet Buschdorf-Reckange (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 1979.
- HENDRIKS, F. (1982) - Ein Modell der Rhätsedimentation am Ostrand des Pariser Beckens. Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. - Diss. TH Aachen, 1982.
- HEYART, H. (1963) - Etude d'un dépôt loessique sur le territoire du Grand-Duché de Luxembourg. - Arch. Sect. Sci. Lux., XXX, Luxembourg 1963.
- HOLLMANN, P. (in Vorber.) - Geologische Geländeaufnahmen zwischen Eisenborn und Fischbach (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn.
- HOYER, M.v. (1971) - Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Luxemburger Sandstein. - Publ. Serv. Géol. Lux., 21, Luxembourg 1971.
- HOYER, M.v., GOOS, H., HAUDE, R., IRRLITZ, W., KUPSCH, F., NEUMANN, CH., WALTER, H., WEINHOLD, H. & ZELLER (1966) - Die Stratigraphie der Trias (oberer Buntsandstein - Steinmergelkeuper) zwischen Sierck und dem Sauertal (Luxemburg). Unveröff. Bericht, Univ. Tübingen, 1966.
- HURLER, H., (1968) - Geologische Kartierung der Trias zwischen Echternach und Reisdorf (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 1968.
- JACOB, H. (198) - Über Sand-Steinsalzkristalle. - Aufschluss, 34, 47-64, Heidelberg 1983.
- KABOTH, D. (1969) - Zur Genese der Bohnerze und Raseneisenerze Luxemburgs. -Diss. Univ. Münster, 1969.
- KÖHLE, H. (1969) - Geologische Kartierung der Trias zwischen Bettendorf und Vianden im Nordosten Luxemburgs. -Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 1969.
- KRAMP, J. (1965) - Faziesuntersuchungen in den Rhät-Lias-Grenzschichten bei Junglinster (Luxemburg). - Dipl.-Arb., TH. Aachen, 1965.
- LAUGIER, R. (1961) - Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le quart nord-est du bassin de Paris. - Coll. sur le Lias français, Mém.Bur.Rech.géol. et min., 4, 605-616, Paris 1961
- LEVALLOIS, J. (1839) - Note sur un sondage exécuté à Cessingen dans le Grand-Duché de Luxembourg. - Ann. des Mines, 3e Sér., 16, Paris 1839.
- LEVELT, Th. (1965) - Die Plateaulehme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft. - Publ. Serv. Géol. Lux., XV, Luxembourg 1965.
- LUCIUS, M. (1941) - Beiträge zur Geologie von Luxemburg. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. und: Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs. - Publ. Serv. Géol. Lux., III, Luxembourg 1941.
- (1948) - Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Publ. Serv. Géol. Lux., V, Luxembourg 1948.

- (1953) - Quelques aspects de la géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. - Publ. Serv. Géol. Lux., IX, Luxembourg 1953.
- (1955) - Beiträge zur Geologie von Luxemburg: Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehung zu den hercynischen Bauelementen. - Publ. Serv. Géol. Lux., II, 293-367, Luxembourg 1955.
- MÉGNIEN, C. (ed.) (1980) - Synthèse Géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et Paléogéographie, Volumes I + II, Orléans 1980.
- MERTENS, G. (1982) - Geologische Untersuchungen im Gebiet Schoenfels-Lorentzweiler (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 1982.
- MERTENS, G. (1983) - The Luxembourg sandstone formation (Lias). A tide-controlled deltaic deposit. - Ann. Soc. Géol. Belg., 106, 103-109, Liège 1983.
- SPIES, E.D. & TEYSSEN, T.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980) - Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. - Z.d.t.Geol.Ges., 131, 725-751, Hannover 1980.
- MIES, B.M. (1982) - Geologische Geländeaufnahmen nördlich von Stadt Luxemburg. Untersuchungen zum Grundwasserhaushalt und Grundwasserchemismus im Luxemburger Sandstein (Lias). - Dipl.-Kartierung bzw. Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 1982.
- MORIS, A. (1852) - Die Triasformation im Grossherzogtum Luxemburg. - Programm-Abhandlung des Athenäums in Luxemburg. - Luxembourg 1852.
- MOSAR, J. (1982) - Géologie et Hydrogéologie de l'Alluvium et du Substratum de la Vallée de l'Alzette. - Unveröff. Bericht Serv. Géol. Lux., Luxembourg 1982.
- MÜLLER, M. (1982) - Geologische Geländeaufnahmen zwischen Colmar-Berg und Nommern (Luxemburg). - Dipl.Kartierung, Univ. Bonn, 1982.
- MULLER, A. (1964) - Untersuchungen über das Rät in Luxemburg. - Publ. Serv. Géol. Lux., 14, 255-282, Luxembourg 1964.
- (1967) - Die Mergel und Kalke von Strassen. - Publ. Serv. Géol. Lux., 17, 1-136, Luxembourg 1967.
- (1974) - Die Trias-Lias-Grenzschichten Luxemburgs. - Publ. Serv. Géol. Lux., 23, 1-89, Luxembourg 1974
- (1980) - in: Géologie des pays européens: France, Belgique, Luxembourg, Congrès Géologique International 1980.
- MULLER, A. & RASCHE, P. (1971) - Der Luxemburger Sandstein im Gebiet Syren, Munsbach, Sandweiler, Itzig, Hassel (Luxemburg) - Publ. Serv. Géol. Lux., Bull. 4, 1-28 Luxembourg 1971.
- MULLER, A., PARTING, H. & THOREZ, J. (1973) - Caractères sédimentologiques et minéralogiques des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure nord-est du Bassin de Paris. - Ann. Soc. Géol. Belg., 96, 671-701, Liège 1973.
- MULLER, A., PREUGSCHAT, F. & SCHRECK, H. (1976) - Tektonische Richtungen und Faziesverteilungen im Mesozoikum von Luxemburg-Lothringen. - Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., 58 153-181, Stuttgart 1976.
- NEUMANN-REDLIN, CH. (1971) - Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Obere Muschelkalk und Keuper Luxemburgs. - Publ. Serv. Géol. Lux., XXII, Luxembourg 1971.

- SCHNEIDER, E. (1939) - Material zu einer archäologischen Felskunde des Luxemburger Sandsteins. - Luxemburg 1939.
- SCHNEIDER, W. (1966) - Die Dolomite des Gipskeupers westlich von Colmar (Luxemburg). Verbreitung, Petrographie, Chemismus und Entstehung. - Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 1966.
- SCHNEIDERS, H. (in Vorber.) - Geologische Untersuchungen im Gebiet von Boevange-Vichten (Blatt Rédange, Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn.
- SCHRADER, E. (1983) - Ein Sedimentationsmodell der Trias in der Eifeler-Nord-Süd-Zone. Untersuchungen zur Granulometrie, Mikrofazies und Tongeologie sowie Betrachtungen zum naturräumlichen Potential der Nord-Eifel. - Diss. TH Aachen, 1983.
- SCHRECK, H. (1976) - Ein Schüttungsmodell des Luxemburger Sandsteins in der Mulde von Weilerbach (Luxemburg). - Diss. TH Aachen, 1976.
- SEILACHER, A. (1967) - Bathymetry of trace fossils. - Marine Geol., 5, 413-428, Amsterdam 1967.
- SPIES, E.D. (1982) - Geologische Untersuchungen im Raum Mersch-Lintgen (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 1982.
- STEININGER, J. (1828) - Essai d'une description géognostique de Grand-Duché de Luxembourg. - Mém. Acad. roy. des Sciences et belles lettres, 7, Bruxelles 1828.
- THIELEN, I. (1969) - Geologische Kartierung der Trias zwischen Reisdorf, Ermsdorf und Gilsdorf (Luxemburg) - Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 1969.
- UNSÖLD, G. (1970) - Die Ausbildung des Muschelkalkes am Südrand der Ardennen zwischen Ettelbrück und Rodbachtal (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 1970.
- VERHOEF, P. (1966) - Geomorphological and pedological investigations in the Redange-sur-Attert area (Grand-Duchy of Luxembourg). - Diss. Univ. Amsterdam, 1966.
- VERHOEVEN, H.J.M. (1963) - Semi-detailed Soil Survey of a region between Ettelbruck and Mersch (Luxemburg). - M.Sc.Thesis, I.T.C., Delft 1963.
- WAGNER, J. (1921) - La Sidérurgie luxembourgeoise avant la découverte des Minettes. - Diekirch 1921.
- WAGNER, J.F. (1982) - Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Randfazies der Trias Luxemburgs. - Diss. Univ. Innsbruck, 1982.
- WALZ, I. (1971) - Die Trias-Lias-Grenzschichten im Raum Bourglinster-Junglinster (Luxemburg). - Dipl.-Arb., Univ. Aachen, 1971.
- WERWEKE, L. van (1887) - Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. - Komm. geol. Landes-Untersuch. Els.-Lothr., Strassburg 1887.
- (1916) - Die Küstenbildung der Trias am Südrande der Ardennen. 1. Teil - Mitt. geol.L.A. von Els.-Lothr., Bd. 10, H. 2, 151-239, Strassburg 1916.
- WEISS, Ch.E. (1869) - Über die Entwicklung des Muschelkalkes an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. - Z. dt.geol.Ges., Bd.21, H. 4, 837-849, Berlin 1869.
- WIBOWO, T. (1967) - Geologische Untersuchungen des Syrtales in der Umgebung von Betzdorf (Luxemburg). - Dipl.-Arb., FU Berlin, 1967.
- WIEBEL, M. (1968) - Über die Trias am Südrande der luxemburger Ardennen. -Orhein. Geol. Abh., 17, 165-192, Karlsruhe 1968.

- WIES, N. (1877) - Wegweiser zur geologischen Karte des Grossherzogtums Luxemburg (auch in französischer Sprache: Guide de la carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg). - Luxembourg 1877.
- WILL, H.J. (1969) - Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - Beih. geol. Jb., 54, Hannover 1969.
- WURSTER, P. (1963) - Les problèmes posés par le Grès à Roseaux du Trias supérieur. - Sci. de la Terre, IX, 2, 197-219, Nancy 1963.
- (1964) - Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 1-140, Hamburg 1964.
- (1965) - Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. - Geol. Rdsch., 54, 224-240, Stuttgart 1965.
- ZIEGLER, P.A. (1978) - North-Western Europe: Tectonics and Basin Development. - Geologie en Mijnbouw, 57, 589-626, Den Haag 1978.

#### zitierte Kartenwerke

- 1852 Geognostische Karte der Triasformation im Grossherzogtum Luxemburg. 1 : 150 000. - A. MORIS, Luxemburg.
- 1877 Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg. 1 : 40 000. - 9 feuilles, N. WIES & P.M. SIEGEN, Paris.
- 1886 Geologische Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. 1 : 80 000. - L. van WERVEKE, Luxemburg.
- 1947 Carte Géologique du Luxembourg. - M. LUCIUS, Luxemburg.
- 1949 No 1: Esch-s.-Alzette. 1 : 25 000.  
No 2: Remich. 1 : 25 000.  
No 3: Luxembourg. 1 : 25 000.  
No 4: Grevenmacher. 1 : 25 000.  
No 5: Redange. 1 : 25 000.  
No 6: Diekirch. 1 : 25 000.  
No 7: Echternach. 1 : 25 000.  
No 8: Wiltz. 1 : 50 000.
- 1966 Carte Géologique Générale du Grand-Duché de Luxembourg. 1 : 100 000 (2e édition 1974). - J. BINTZ, Luxemburg.
- 1971 Carte Géologique du Luxembourg. 1 : 25 000. No 9: Echternach. - M. v. HOYER, Chr. NEUMANN-REDLIN (ed. J.BINTZ), Luxemburg.
- 1973 Carte Géologique du Luxembourg. 1 : 25 000. No 11: Grevenmacher. - M. v. HOYER (ed. J. BINTZ), Luxemburg.
- 1981 Carte Géologique du Luxembourg. 1 : 25 000. No 6: Beaufort et Carte Hydrogéologique du Luxembourg. 1 : 200 000. - J. BINTZ, M. GEISTER-FRANTZ, Luxemburg.

# LEGENDE

Trochiten  
 Ooide  
 Drusen  
 Glaukonit  
 Pflanzenreste

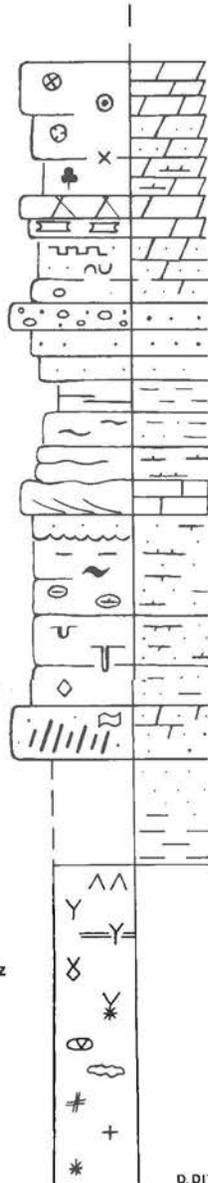
Stylolithen  
 Schill  
 Geröll

Parallelschichtung  
 Flaserschichtung  
 unebene Schichtflächen  
 Schrägschichtung

Rippelmarken  
 Glimmer - Schüppchen  
 Ton-, Mergel - Schmitzen  
 Ton-, Mergel - Gerölle  
 bioturbates Gefüge  
 Grabgänge und Spreitenbauten  
 Pseudomorphosen nach Steinsalz  
 Dolomitkrusten  
 Verkieselungszonen

z.T. Kernverlust  
 bzw. schlecht erschlossen

Anhydrit  
 Gips, feinkristallin  
 Fasergips  
 Gips pseudomorph nach Steinsalz  
 Gips- bzw.  
 Anhydrit - Knötchen  
 Gips - Konkretionen  
 Kalzit - Knauern  
 Kalzit - Leisten  
 Kalzit - Knötchen  
 Dolomit - Knötchen



Dolomit  
 sandiger Dolomit  
 mergeliger Dolomit  
 spätiger Dolomit  
 brekzierter Dolomit  
 dolomitischer Sandstein

Konglomerat  
 Grob-Sandstein  
 Fein-Sandstein  
 Ton  
 sandiger Ton  
 kalkiger Mergel  
 Kalk

Rotfärbung

⊙ Ammoniten  
 ⊙ Ceratiten  
 ⊙ Schnecken  
 \* Echinodermenreste  
 ⊙ Muscheln  
 ⊙ Ostracoden  
 ⊙ Pollen u. Sporen

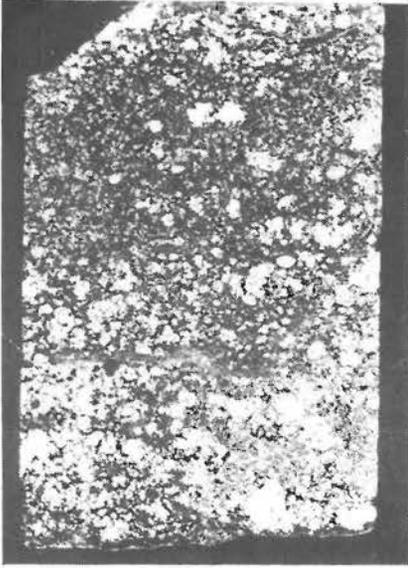
D. DITTRICH 1983

## Abbildungs-Texte

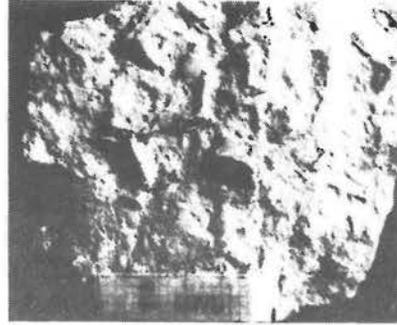
### Tafel 1:

- Abb. 4: Laminiertes rötliches, stark siltiger dolomitischer Mergel des  $ku_1$  mit Bioturbation (Vertikalbauten) und Anzeichen von Resedimentation. Bohrkern-Breite 10 cm. (Foto: D. Dittrich)
- Abb. 6: «Zellig-drusige» Gesteinsausbildung als Reliktgefüge ehemaliger Anhydrit-Knoten in einem sandigen Dolomit des unteren Pseudomorphosenkeupers ( $km_{1(a)}$ ) bei Colmar; 70 Gewichts% Karbonat (ca. 98% Dolomit, 2% Magnesit). Bohrkern-Breite 10 cm. (Foto: D. Dittrich)
- Abb. 8a: u. b: Steinsalz-Pseudomorphosen des Pseudomorphosenkeupers ( $km_1$ ). Kantenlänge der Würfel 3 - 6 mm. (Foto: D. Dittrich/B. Hudec)
- Abb. 10: Grenzbereich  $km_1/km_2$  der Kernbohrung Mersch: unten bleiche, weitgehend entschichtete, ehemals gipsführende Fein-Sandsteine (schlecht sortiert, überwiegend Quarz-Komponenten); oberhalb Erosionsdiskordanz grüngraue dolomitische Fein- bis Mittel-Sandsteine mit dünnen Feinkies-Lagen, unten schräg-, oben horizontalgeschichtet (als Komponenten Quarz, dunkelgrüne Quarzite und dolomitische Intraklasten). Bohrkern-Breite 10 cm. (Foto: D. Dittrich/B. Hudec)
- Abb. 11: Dolomit-Intraklasten in einer Schicht-Auskolkung des Steinmergelkeupers (Profil Mersch, vergl. Abb. 12); im unteren Teil ein Vertikalbau. (Foto: E.D. Spies)

TAFEL 1



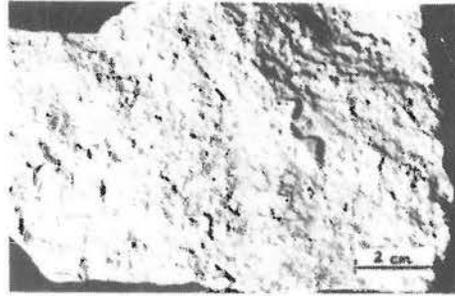
6



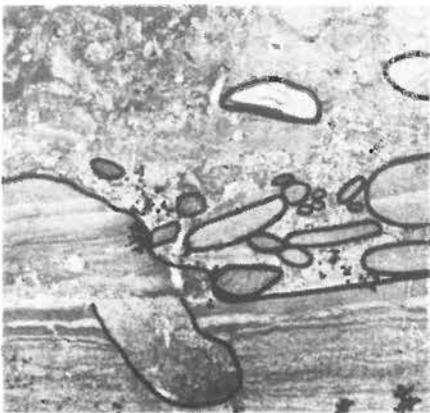
8a



4



8b



11

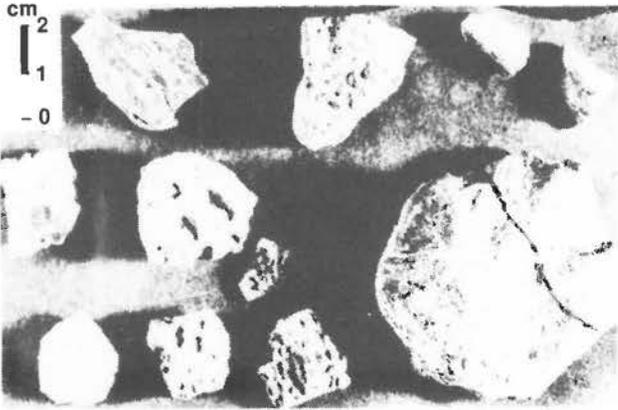
1 cm



10

Tafel 2:

- Abb. 13: Bruchstücke von z.T. stark skulpturierten Knochenplatten aus dem Steinmergelkeuper-Bonebed von Medernach (vergl. auch Abb. 12). (Foto: A. Hary / A. Müller)
- Abb. 14: Grenze Steinmergelkeuper (km<sub>3</sub>) / Unteres Rhät (ko<sub>1</sub>): dunkle siltige Tone des Unteren Rhäts füllen Erosionsrinnen im Steinmergelkeuper. (Foto: E.D. Spies)
- Abb. 19: Verwitterungsbild des Luxemburger Sandsteins (li<sub>2</sub>); herauspräparierte Schrägschichtungsblätter, überzogen von wabenförmigen Verwitterungsmustern. (Foto: G. Mertens)
- Abb. 21: Dünnschliff eines oolithischen Kalks aus der Dachbank des Luxemburger Sandsteins; bis 0,4 mm grosse Ooide (Kerne aus Quarz und Bioklasten) und Echinodermenreste, umwachsen von einem feinen faserigen Zement. (Foto: E.D. Spies)
- Abb. 24: Arietitanae cf. *Coroniceras* sp. aus den Mergeln und Kalken von Strassen (li<sub>3</sub>), Profil Schoos (vergl. Abb. 22). (Foto: A. Andrzejewski)

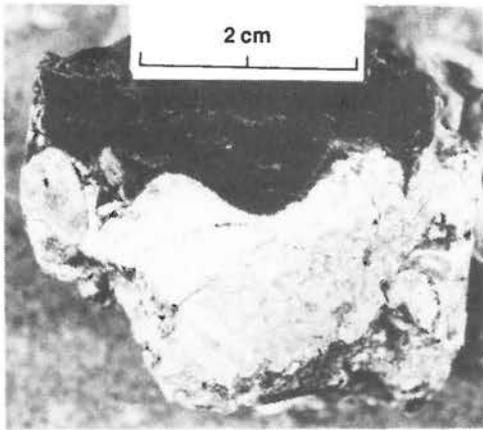


13

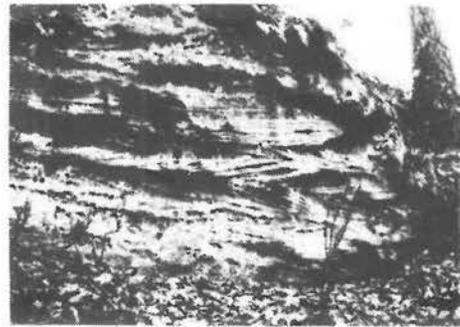
## TAFEL 2



21



14



19



24

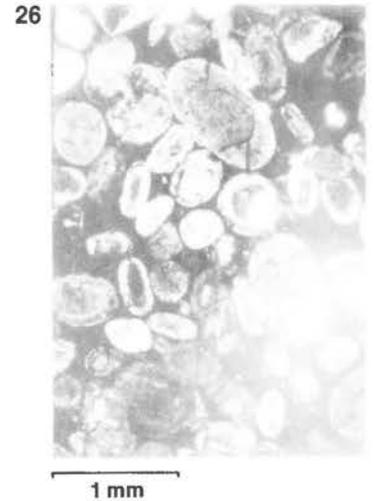
### TAFEL 3



25

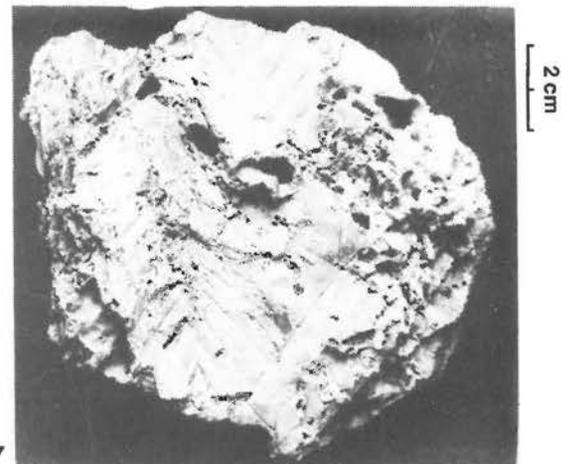


23



26

1 mm



27

2 cm

#### Tafel 3:

- Abb. 23: Kalkstein aus den Mergeln und Kalken von Strassen (li<sub>2</sub>) mit massenhaft auftretender Muschel *Gryphaea arcuata* LAMARCK. (Foto: G. Mertens)
- Abb. 25: Einzelner Block von Tertiär-Quarzit auf einer Weide nördlich Grevenknapp (R 69 825, H 92 600). (Foto: H. Schneiders)
- Abb. 26: Dünnschliff eines Gerölls von Raseneisenerz. Runde bis abgeplattete Goethit-Ooide in poröser eisenschüssiger Matrix. (Foto: E.D. Spies)
- Abb. 27: Rezenter Kalktuff (Kalksinter) mit Abdrücken von Buchenblättern. (Foto: A. Andrzejewski)

