

BULLETIN No 5/1973

INHALT :

**Zur Lithologie und Tektonik des Unterdevons im südlichen
Oesling Luxemburgs**

von H. J. KONRAD und W. WACHSMUT

ZUR LITHOLOGIE UND TEKTONIK DES UNTERDEVONS IM SÜDLICHEN OESLING LUXEMBURGS

von H. J. KONRAD und W. WACHSMUT

Vorwort

Einer Anregung von Herrn Dr. J. Bintz, vom Service Géologique du Luxembourg folgend, werden seit einigen Jahren vom Geologischen Institut der Universität Mainz Kartierungen in den Luxemburger Ardennen durchgeführt. Dank der Unterstützung seitens des Service Géologique du Luxembourg und der Vereinigung der Freunde und Förderer der Universität Mainz hatten die Verfasser Gelegenheit, in den Jahren 1967 und 1968 die Schichtenfolge des Unterdevons im südlichen Oesling zu untersuchen und damit die Vorarbeiten für die seit 1968 laufenden Diplom-Kartierungen durchzuführen. Die ersten Resultate wurden im November 1968 in einem Vortrag vor der Association Géologique du Luxembourg zur Diskussion gestellt. Weitere Untersuchungen haben den Kenntnisstand erweitert, so daß eine erste Zwischenbilanz vorgelegt werden kann.

Einleitung und Problemstellung

Aufbauend auf den Erkenntnissen von STEININGER (1828), DUMONT (1848), GOSSELET (1885) und DOLORDOT (1904)* untersuchten vor allem E. ASSELBERGHS (1912, 1913, 1926, 1932, 1941, 1946) und M. LUCIUS (1913, 1950) die Stratigraphie und Tektonik der Luxemburger Ardennen. Während ASSELBERGHS (1946) vorwiegend die Stratigraphie und Faziesverteilung im Unterdevon der Ardennen bearbeitete und innerhalb dieser größeren Untersuchung auch ausführlich auf das Oesling einging, widmete sich LUCIUS (1950) speziell den Problemen der geologischen Kartierung des Devon-Anteils von Luxemburg. Er erweiterte die von ASSELBERGHS (1946) gegebene Gliederung und vermutete im südlichen Oesling Schichten von Siegen-Alter, ohne jedoch diese Einstufung faunistisch belegen zu können. Seine Einteilung der Schichtenfolge beruht überwiegend auf lithologischen Merkmalen. Diesem Gliederungsprinzip, das nicht immer konsequent angewandt wird, ordnet LUCIUS häufig die tektonischen Gegebenheiten unter. So ist er genötigt, einen engen, teilweise sogar isoklinalen Faltenbau mit wechselnder Vergenz anzunehmen (1950, Taf. 1), der im Gegensatz zu den schon von FOURMARIER (1907, S. 88 f., 1929, S. 228) und LEPLA (1908, S. 17) mitgeteilten Beobachtungen steht und der auch teilweise seinen eigenen Ergebnissen (LUCIUS, 1913, S. 33) widerspricht.

* Eine ausführliche Darstellung der «Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs» gab M. LUCIUS (1940), so daß auf eine Wiederholung verzichtet werden kann, und nur neuere Arbeiten diskutiert werden sollen, die in engem thematischem Zusammenhang mit den hier behandelten Problemen stehen.

Erste Korrekturen an dem von LUCIUS (1950) entwickelten tektonischen Konzept nahm bereits VAN WIJNEN (1953, S. 14) vor. FURTAK (1965) kommt für den Bereich nördlich der Mulde von Wiltz zu einem anderen tektonischen Bild als LUCIUS. An Stelle der Isoklinal-, Koffer- und Spitzfalten wechselnder Vergenz zeigen seine Profile weitgespannte Großfalten mit aufgesetzten, meist asymmetrischen Spezialfalten.

So ist es nicht verwunderlich, daß auch in den Mächtigkeitsangaben große Differenzen bestehen. Während FURTAK (1965, S. 287) für den Gesteinskomplex C, der ungefähr dem «Emsien inférieur» der Gliederung nach LUCIUS (1950) entspricht, eine Mächtigkeit von 6 000 m angibt, läßt LUCIUS (1950, Taf. 1) das Emsien inférieur 800 m nicht überschreiten. Offenbar lehnt er sich dabei eng an die von ASSELBERGHS (1946, Abb. IV) gegebenen Mächtigkeiten an. Nach NOERING (1939, S. 68) beträgt jedoch allein die Mächtigkeit der Nasinger Schichten (tieferes Unterems) unmittelbar östlich der Our mindestens 2 500 m.

Diese kurz dargestellten widersprüchlichen Ansichten über die Gliederung, den tektonischen Bau und die Schichtmächtigkeiten ließen eine Neubearbeitung geraten erscheinen. Ziel dieser Neubearbeitung war es, die Grundzüge der Tektonik und der Lithologie im südlichen Oesling zu erarbeiten, und damit eine Grundlage für die Spezialkartierung zu schaffen. Es wurden zunächst in den quer zum Schichtstreichen verlaufenden Tälern möglichst detaillierte Profile aufgenommen und der Versuch gemacht, einzelne tektonische Strukturen, Schichtkomplexe sowie Faziesseinheiten im Streichen zu verfolgen. Die ausgezeichneten Aufschlüsse in den tief eingeschnittenen Flußläufen der Our, Clerf, Wiltz und Sauer sowie ihren Nebenbächen ermöglichten eine fast lückenlose Profilaufnahme. Einige Fossilfunde trugen wesentlich zur Absicherung des zunächst nur aus der tektonisch-lithologischen Aufnahme gewonnenen Gesamtbildes bei.

Die Schichtenfolge

In seiner großangelegten Synthese «L'Evolution de l'Ardenne et des régions voisines» geht ASSELBERGHS (1946) auch ausführlich auf die stratigraphische Gliederung des Unterdevons in den Luxemburger Ardennen ein. Unter Berücksichtigung der bis zu diesem Zeitpunkt bekannt gewordenen Faunen, stellt er die gesamte Abfolge in das Emsium. Speziell der tiefere Teil der Schichtenfolge (Emsien inférieur) ist nach ASSELBERGHS (1946, S. 208 f) sehr heterogen aufgebaut. Es setzt sich aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, Grauwacken und unreinen Quarziten zusammen. Mächtige Tonschiefererien können in diese Wechselfolge eingeschaltet sein, z. B. die Schiefer von Kautenbach (Schistes de Kautenbach).

Im Gegensatz zu dieser Auffassung steht die Ansicht von LUCIUS (1950, S. 9), der das tiefere Emsium aufgliedert und einen Teil der Schichtenfolge dem Siegenium zuordnet, ohne allerdings diese Einstufung faunistisch belegen zu können. Nach LUCIUS (1950, S. 10) sind alle undeutlich

Unterdevon	Emsien (E)	Oberes (E ³)	{ Schiefer von Wiltz (E ³) Quarzit von Berlé (q)
		Mittleres (E ²)	{ Bunte Schiefer von Clerf (E ²)
		Unteres (E ¹)	{ Obere Abteilung (E ^{1b}): Quarzsandstein und Quarzophylladen, bezeichnet als « Quarzophylladen von Schüttburg ». Untere Abteilung (E ^{1a}): Schiefer mit guter Schichtung, Quarzophylladen und seltene Bänke von Quarzsandstein, als « Schiefer von Stolzenburg » bezeichnet.
	Siegenien (Sg)	Oberes (Sg ³)	{ Oberes Siegenien im allgemeinen (Sg ³): Undeutlich geschichteter Grobschiefer (Sg ³) mit seltenen Bänken von tonigem Sandstein. An der Basis lokale Fazies von Dachschiefer (Sg ³). Im äußersten Norden des Oeslings mehr sandige Fazies (Sg ^{3s}).
		Mittleres (Sg ²)	{ Sandstein, oft fossilreich, und sandiger, kompakter Schiefer.
		Unteres (Sg ¹)	{ Phylladen und Quarzophylladen.

Tab. 1.: Stratigraphische Gliederung des Devons im Oesling nach LUCIUS (1950).

geschichteten Grobschiefer mit seltenen Bänken von tonigem Sandstein kennzeichnend für das höhere Siegenium, Schiefer mit guter Schichtung, Quarzophylladen und seltene Bänke von Quarzsandstein typisch für das untere Emsium (s. Tab. 1).

Neue Fossilfunde lassen nach einer ersten Prüfung den Schluß zu, daß im südlichen Oesling Schichten von Obersiegenalter zu Tage treten (Mittmeyer, mündl. Mitt.). Damit wäre die Einstufung eines Teiles der Schichtenfolge in das Siegenium durch LUCIUS generell bestätigt. Allerdings ergeben sich durch die Fossilfunde auch erhebliche Zweifel an der bisherigen lithologischen Gliederung des Siegeniums und Unteren Emsiums. Die neu entdeckten Siegenfaunen finden sich nämlich nicht in

Grobschiefern, sondern in Tonschiefer-Grauwacken-Quarzit-Wechselfolgen, die faziell eher den Quarzophylladen von Schüttburg entsprechen. Nach unserer Ansicht ist es beim heutigen Kenntnisstand nicht möglich, eine Grenze zwischen Siegen und Ems hinreichend genau zu definieren. Ebenso scheint uns zwischen den Schiefern von Stolzenburg und den Quarzophylladen von Schüttburg keine exakte Abgrenzung möglich (s. S.). Aus diesem Grunde bezeichnen wir die Schichten im Liegenden der Bunten Schiefer von Clerf in Anlehnung an ASSELBERGHS (1946, S. 31) als Tonschiefer - Grauwacken - Quarzit - Wechselfolge. Insgesamt ergibt sich folgende Gliederung, nach der die unterdevonischen Ablagerungen des südlichen Oeslings beschrieben werden:

Ob. Emsium *	Schiefer von Wiltz Quarzit von Berlé
<hr/>	
Unt. Emsium	Bunte Schiefer von Clerf
Ob. Siegenium	Tonschiefer - Grauwacken - Quarzit - Wechselfolge

Tonschiefer - Grauwacken - Quarzit - Wechselfolge

Abgesehen von einigen geringmächtigen Kohlenlagen im höheren Teil setzt sich die mehr als 3 500 m mächtige Schichtenfolge ausschließlich aus klastischen Sedimenten zusammen. Unreine Quarzite, Grauwacken und sandige Tonschiefer finden sich in buntem Wechsel. Neben schlecht entmischten Tonschiefern mit einem erheblichen Sandanteil, den «Grob-schiefern», sind auch besser sortierte, sandstreifige und sandgebänderte Schiefer zu beobachten. Häufig zeigen sie eine gradierte Schichtung. In diese Tonschiefer unterschiedlicher Entmischung sind Grauwacken- und Quarzitbänke eingeschaltet. Sie finden sich entweder vereinzelt, als dünne, bis zu 0,3 m mächtige Lagen innerhalb der Tonschiefer oder sind zu Quarzit-Grauwackenfolgen größerer Mächtigkeit (10 - 20 m) vereinigt. Die Quarzite weisen stets einen gewissen Tonanteil auf und sind nicht selten pyritführend. Im Streichen lassen sich einzelne Quarzitfolgen meist nur wenige 100 m verfolgen. Milde, dunkle Tonschiefer ohne nennenswerten Sandgehalt sind äußerst selten. Dagegen finden sich häufig 10 - 20 m mächtige Linsen schwach sandiger Tonschiefer innerhalb der Wechselfolgen. Eine nahezu 900 m mächtige Serie von dunklen Tonschiefern mit vereinzelt Lagen von Toneisenstein - Knollen steht bei Kautenbach an. Sie scheint sich nach Westen hin bis in das Schlirbach-Tal, nach Buderscheid fortzusetzen. Etwa im gleichen Niveau ist in der Umgebung von Bavigne und bei Stolzenburg im Ourtal jeweils eine mächtige, dunkle Tonschiefer-serie mit Toneisensteinknollen anzutreffen.

Im obersten Teil der Tonschiefer - Grauwacken - Quarzit - Wechselfolge finden sich gehäuft Quarzitbänke und Quarzitfolgen in die sandigen grauen Tonschiefer eingeschaltet. Einzelne Quarzitfolgen erreichen 10 m Mächtigkeit, wobei Bänke bis zu 2 m Dicke auftreten können. Typisch

für die Quarzite ist ihr Glimmerreichtum und eine dünnplattige Absonderung. Diese als «Quarzophylladen von Schüttburg» (LUCIUS, 1950) bezeichnete Fazies läßt sich zum Liegenden hin kaum abgrenzen, da sie sich kontinuierlich aus der Tonschiefer-Grauwacken-Quarzit-Wechselseq. entwickelt. Hinzu kommt, daß der Sandanteil in dieser Fazies anscheinend nach SW hin stark abnimmt (Vgl. LIPPERT, 1939, S. 11).

Einzelne, meist nur wenige Zentimeter mächtige Kohlenflözchen die sich innerhalb der Schüttburg-Fazies finden, können eventuell zur Horizontierung herangezogen werden. Neben den schon bekannten Vorkommen im Enz-Tal (LEPPLA, 1908, S. 11) und im Our-Tal (LIPPERT, 1939, S. 12, ZOBEL, 1970, S. 9) konnte im Tal des Schlirbaches nordwestlich Buderseid ein weiteres Kohlenbänkchen nachgewiesen werden (Straßenanschnitt nördlich der Kapelle St. Pirmin).

Der rasche Wechsel von tonigem und sandigem Material in der Tonschiefer-Grauwacken-Quarzit-Wechselseq. führte zur Anlage von Belastungs- und Fließmarken, wie pseudo-nodules, load casts, flute casts, groove casts u. a. . . Als typisch für die Schichtenfolge können die von MACAR & ANTUN (1950) näher untersuchten Pseudonodules gelten. Sie erreichen nicht selten einen größten Durchmesser von einem Meter.

Bunte Schiefer von Clerf

Einschaltungen von grüngrauen, seltener rötlichen und rotbraunen Tonschiefern und Quarziten in die grau gefärbten Sedimente der Tonschiefer-Grauwacken-Quarzit-Wechselseq. kennzeichnen den Uebergang zu den Bunten Schiefen von Clerf. Die Grenze ist meist unscharf und der Wechsel der Färbung von grau zu grüngrau und grün (seltener zu rot) vollzieht sich gleitend im Bereich einiger Meter bis Dekameter.

Die maximal 600 m mächtige Serie setzt sich überwiegend aus sandigen Tonschiefern zusammen, denen einzelne durch Tonbeimengungen verunreinigte Quarzitbänke eingeschaltet sind. Die Tonschiefer zeigen zum überwiegenden Teil grüne und grüngraue Färbung. Nur untergeordnet schalten sich Lagen von rotbraunen und rot-grün-geflamten Schiefen ein. Die meist grauen, seltener grünlich oder rotbraun getönten Quarzitbänke finden sich über das gesamte Profil verteilt. Sie sind häufig stark pyritführend und zeigen im unteren Teil der Schichtenfolge eine ähnlich plattige Absonderung wie die Quarzite der Schüttburg-Fazies.

In einigen Profilen kann eine Häufung des Sandgehaltes im oberen Teil der Abfolge beobachtet werden, so daß die Tonschiefer mengenmäßig hinter den Quarziten zurücktreten. An einzelnen Stellen, wie zu B. östlich Lellingen oder südwestlich von Preiseid am Huscherichberg (ZOBEL, 1970, S. 20) sind im oberen Abschnitt der Clerfer Schichten weißgraue

* Wir folgen hier der in der Eifel allgemein üblichen Zweitteilung der Emsstufe in Ober- und Unterems (R. RICHTER, 1919; SOLLE, 1937; LIPPERT, 1939).

Quarzite zu beobachten, die in ihrer Ausbildung dem Berlé-Quarzit (s. u.) ähnlich sind. Sie unterscheiden sich von letzterem durch das etwas feinere Korn und das Fehlen von Fossilien. LIPPERT (1939, S. 19) bezeichnet diese Quarzite als «Vorläufer», bezogen auf den im Hangenden der Bunten Schiefer von Clerf folgenden Berlé-Quarzit (= Ems-Quarzit).

Unmittelbar im Liegenden des Berlé-Quarzites, also in den allerhöchsten Partien der Clerfer Schichten finden sich nicht selten einige Meter dunkler Tonschiefer im Wechsel mit grauen Quarziten als erste Anzeichen einer Faziesänderung an der Wende zum oberen Emsium.

Die Mächtigkeit der Bunten Schiefer von Clerf scheint von SW nach NE hin zuzunehmen. Sie liegt nördlich Bavnigne bei etwa 350 m, erreicht in der Umgebung von Lellingen bereits 500 m und schwillt im Our-Tal auf ca. 600 m an.

Quarzit von Berlé

Zwischen den bunt gefärbten Clerfer Schichten und den dunkelgrauen Schiefern von Wiltz findet sich meist ein weißgrauer, fossilführender Quarzit, der Quarzit von Berlé. Er wird allgemein dem Ems-Quarzit gleichgestellt und bildet somit die Basis des oberen Emsiums (R. RICHTER, 1919, S. 56, ASSELBERGHS, 1946, S. 275 f). Seine Mächtigkeit erreicht maximal 15 m, liegt meist jedoch unter 10 m. An einigen Stellen scheint der Berlé-Quarzit auszukeilen. Es liegen dann die dunklen Schiefer von Wiltz direkt auf den grauen Quarziten und den Tonschiefern der Bunten Schiefer von Clerf.

Schiefer von Wiltz

Im Kern der Mulde von Wiltz finden sich als jüngstes Schichtglied des Devons dunkle, leicht sandige Tonschiefer. Sie enthalten dünne Bänke von Toneisenstein, die meist zu Linsen oder Knollen zerschert sind. Besonders aus dem unteren Teil der Schiefer von Wiltz ist eine reiche Fauna bekannt geworden, die ein Oberems-Alter dieser Serie belegt (ASSELBERGHS, 1946, S. 265). Abgesehen von den tiefsten Partien, unmittelbar im Hangenden des Berlé-Quarzites, konnten Einschaltungen von Quarziten in den dunklen Tonschiefern nicht beobachtet werden. Ihre Mächtigkeit läßt sich nicht mehr ermitteln, da sie teilweise der Abtragung anheim gefallen sind. Der noch erhaltene Teil erreicht eine Dicke von mehr als 200 Metern.

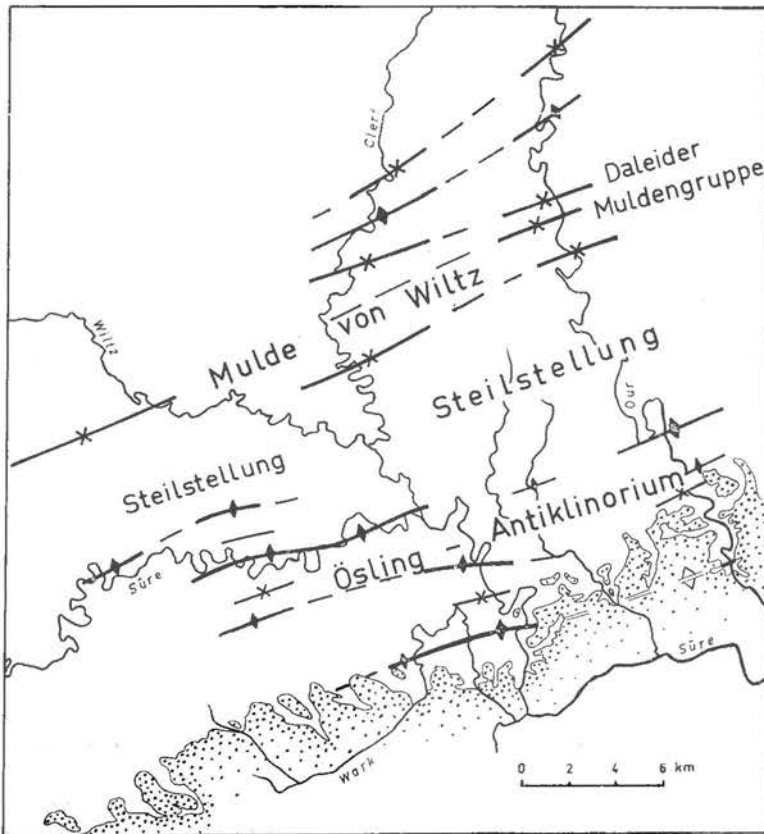
Die Großstrukturen

Als Teil eines von der Maas bis weit in die Eifel hineinreichenden Synklinoriums bildet die Großmulde von Neufchateau-Wiltz die zentrale tektonische Struktur der Luxemburger Ardennen. Von LUCIUS (1950, S. 142) wurde sie auch als Zentralmulde des Oeslings bezeichnet. Eingrahmt von den Massiven von Givonne im Süden sowie Rocroi und Serpont

im Norden streicht die Mulde zunächst E-W um dann in die NE-SW Richtung einzuschwenken. Mit dem Abtauchen des Sattels von Bastogne, der in streichender Fortsetzung der Massive von Rocroi und Serpont angelegt ist, verbreitert sich das zentrale Synklinorium. Nach FURTAK (1965, S. 296) löst sich der Sattel von Bastogne in Teilfalten auf, die von einer Großüberschiebung abgeschnitten werden. Oestlich dieser Großüberschiebung von Troisvierges-Malsbenden kann der Sattel von Stupbach (FURTAK, 1965, S. 298) als nordwestliche Grenze der Zentralmulde angesehen werden.

Mit der Verbreiterung des Synklinoriums ist eine Heraushebung der Faltenachsen verbunden und damit eine Aufgliederung der Großmulde in einzelne Teilfalten. Dieser stärker gegliederte Abschnitt, der etwa vom Clerftal ab nach NE hin die Fortsetzung der Mulde von Neufchâteau-Wiltz

Abb. 1



Großtektonische Einheiten im südlichen Oesling (Auflagerung der Trias punktiert).

bildet, wurde von LIPPERT (1939) östlich des Our-Tales als Daleidener Muldengruppe bezeichnet.

Im Süden des Oeslings, teilweise noch von triadischen Sedimenten verhüllt, ist eine Reihe von Großfalten angelegt, die Spannweiten von einigen Kilometern erreichen können. Sie bilden ein Antiklinorium, das als östliche Fortsetzung der Achse von Givonne betrachtet werden kann (ROBERT, 1912, FOURMARIER, 1929, LUCIUS, 1950). Es soll im Folgenden als Givonne-Oesling-Antiklinorium bezeichnet werden.

Die Nordflanke dieses Antiklinoriums ist steilgestellt, teilweise sogar überkippt (VAN WIJNEN, 1953, Taf. II.). Im Our-Tal erreicht die steilgestellte Zone eine Ausstrich-Breite von mindestens 3000 Metern. Im Streichen ist sie von Bavnigne im Westen bis in das Prüm-Tal über mehr als 40 Kilometer zu verfolgen (vgl. LEPPLA, 1908, S. 17).

Das Givonne-Oesling-Antiklinorium

Wie schon erwähnt, setzt sich das Givonne-Oesling-Antiklinorium aus einer Reihe von Großstrukturen zusammen, von denen die wichtigsten kurz beschrieben werden sollen.

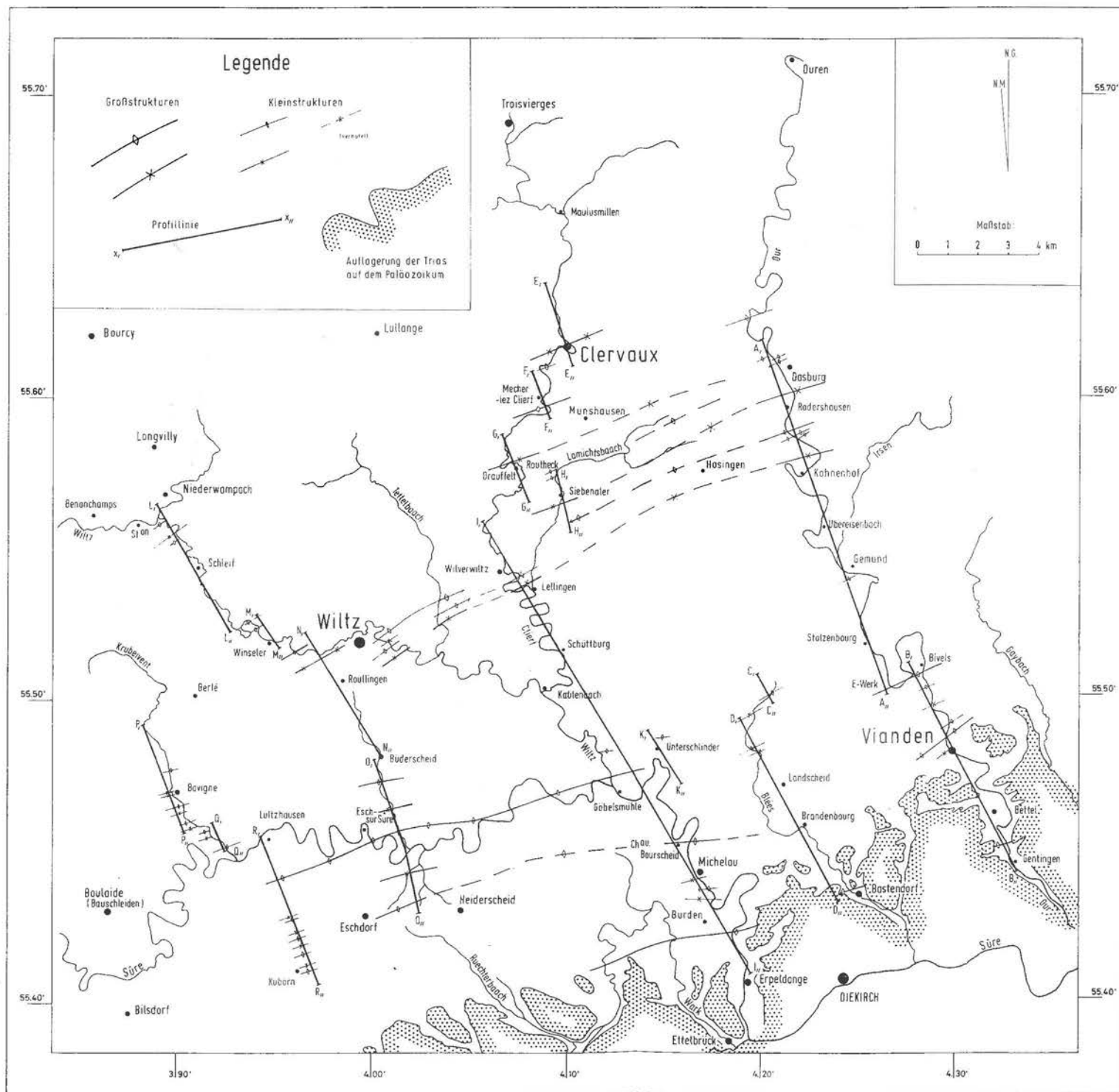
Der Sattel von Burden-Gentingen

Unmittelbar südlich der Ortschaft Burden quert die Achse eines Sattels das Tal der Sauer (Sûre). Diese Antiklinale, deren Spannweite hier fast 2000 m erreicht, läßt sich vom Warktal nördlich Niederfeulen über das Sauertal bis in das Ourtal hinein verfolgen. ROBERT (1912) und ASSELBERGHS (1946, S. 488) sehen in dieser Struktur die mögliche Fortsetzung der Achse von Givonne. LUCIUS (1950, S. 82 und S. 133) dagegen nur einen Spezialsattel, der vom Warktal bis nach Burden zieht und hier bedingt durch Verwerfungen verstärkt abtaucht. Ein solch starkes Abtauchen läßt sich weder aus den von LUCIUS (1950, S. 81 f.) angeführten Messungen noch aus unseren Untersuchungen folgern, vielmehr liegt im Sauertal die Sattelachse horizontal. Nach unserer Ansicht ist der nördlich Gentingen über das Ourtal streichende Sattel als Fortsetzung des Sattels von Burden anzusehen (s. ROBERT, 1912, S. 26).

Die Mulde von Michelau

Nördlich des Sattels von Burden-Gentingen schließt sich im Sauertal eine spezialgefaltete Mulde an, die nach Osten hin anscheinend rasch aushebt, denn im Tal der Brees läßt sich im Streichen der Muldenachse lediglich eine flexurartige Verbiegung der Schichten feststellen. Nach Westen hin kann die Mulde bis in den Warkbogen bei Welscheid nachgewiesen werden.

Abb. 2



Tektonische Strukturen der südlichen Luxemburger Ardennen mit Lage der in Abb. 3 dargestellten Profile.

Der Sattel von Eschdorf - Bourscheid

An die Mulde von Michelau schließt nach NW hin ein leicht nordvergenter Sattel an, dessen Achse nördlich der Ruine Bourscheid über die Sauer streicht. Auch dieser Sattel, der im Sauer-Tal mehr als 1000 m Spannweite aufweist, endet vermutlich nach Osten in einer Flexur, die im Brees-Tal westlich der Ortschaft Brandenburg aufgeschlossen ist. Nach Westen hin scheint sich die Antiklinale über Bourscheid, nördlich Kehmen und Heiderscheid bis nach Eschdorf zu erstrecken (s. Abb. 2), wie sich aus den wenigen Anhaltspunkten, die sich auf dem aufschlußarmen Plateau gewinnen lassen, folgern läßt. Aufgeschlossen ist der Sattel erneut an der Straße von Heiderscheid nach Heischtergronn, 400 m nördlich des Dickschbur-Hofes, sowie an der Straße Eschdorf-Heischtergronn. Er taucht nach Westen scheinbar rasch ab, da er im Tal des Millebaches zwischen Eschdorf und Kuborn unter den hier aufgeschlossenen Spezialfalten nicht mehr hervortritt.

Zwischen dem Sattel von Eschdorf-Bourscheid und einer weiter nördlich anzutreffenden Antiklinale, dem Sattel von Esch-sur-Sûre ist eine flache Mulde eingeschaltet, deren Kern südlich des Heischtergronn an der Straße nach Heiderscheid aufgeschlossen ist. Diese Mulde kann im Sauertal zwischen Liperscheid und Unterschlinger nicht mehr nachgewiesen werden. Es finden sich hier lediglich einige flexurartige Verbiegungen.

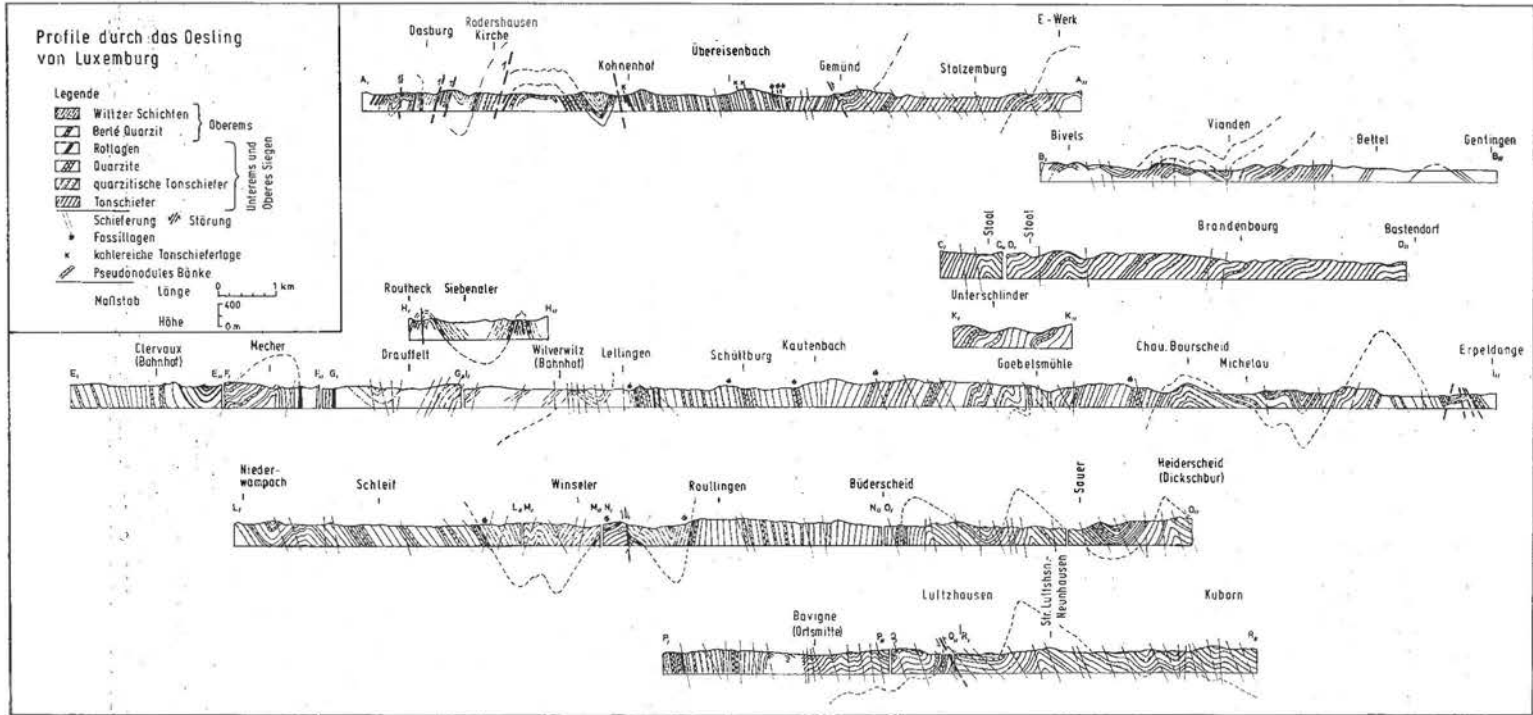
Der Sattel von Esch - sur - Sûre

Von Insenborn über Esch-s.-S. bis Goebelsmühle läßt sich der Sattel von Esch über mehr als 10 km im Streichen verfolgen. Sein Scheitel ist wiederholt aufgeschlossen (1000 m SSW des Staudammes von Esch-s.-S. an der Mündung des Fensterbaach in den Stausee; wenige hundert Meter SSE von Esch-s.-S. im Sauer-Tal; 1000 m südlich Goesdorf an der C.R. 361; ca. 600 m NW Tadler an der N 27). An vielen weiteren Punkten kann die Sattelumbiegung durch Messungen bis auf wenige Meter genau festgelegt werden. Die Antiklinale zeigt eine flach einfallende Südflanke und einen steilen bis überkippten Nordflügel. Ihre Achsenfläche fällt mit 60 - 70 Grad nach Süden ein.

Nördlich anschließend an den Sattel von Esch-s.-S. folgt im Schirbach-Tal eine weitere Falte mit Nordvergenz. Ihre Spannweite beträgt mehr als 1000 m. Aus Mangel an Aufschlüssen läßt sich dieser Sattel nicht im Streichen verfolgen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß er seine Fortsetzung in einer stark nordvergenten Antiklinale findet, deren Scheitel südlich der Staumauer von Bavigne, am Sauer-Stausee, zu beobachten ist.

Im Ostteil des Oesling-Antiklinoriums, im Tal der Our, sind nördlich des Sattels von Burden-Genting, zwischen Vianden und Bivels einige flache Falten entwickelt. Unmittelbar südlich des Ortes Bivels ist ein Doppelsattel aufgeschlossen, der sich von hier aus über die Our nach NE verfolgen läßt. Seine östliche Fortsetzung bildet höchstwahrscheinlich der von LEPLA (1908, S. 17) beschriebene Sattel von Daudistel-Scheuerndell-

Abb. 3



Profile durch das Unterdevon des südlichen Oesing (Lage der Profile in Abb. 2).

Merkeshausen, dessen Scheitel im Enz-Tal zwischen Sinspelt und Neuerburg aufgeschlossen ist (vgl. NOERING, 1939, S. 68). Nach Westen hin scheint sich der Doppelsattel südlich von Bivels bis in das Tal der Staal fortzusetzen.

Zusammenfassend läßt sich das Oesling-Antiklinorium als eine Folge von Großfalten beschreiben, deren Achsen unterschiedlich hoch herausgehoben worden sind. Mit Ausnahme des Sattels von Burden-Gentingen, der vom Wark-Tal über das Sauertal bis in das Our-Tal zu verfolgen ist, scheinen alle anderen Strukturen zwischen Blees und Sauer auszusetzen. Östlich der Sauer zeigen die Falten einen symmetrischen Bau, westlich der Sauer dagegen eine deutliche Nordvergenz (s. Abb. 3). Die ältesten Schichten sind nach unserer Untersuchung im Sattel von Burden-Gentingen zu erwarten, da er am weitesten herausgehoben ist.

Die Steilstellungszone

In allen Quertälern südlich der Großmulde von Wiltz läßt sich feststellen, daß die Schichtenfolge am NW-Rand des Oesling-Antiklinoriums steilgestellt und in den meisten Fällen sogar überkippt ist. Die Breite der Steilstellungszone nimmt von SW nach NE stark zu (s. Abb. 3).

Nördlich Bavigne erreicht sie etwa 1500 m. Nur 5-6 km weiter im NE, zwischen Buderscheid und Roullingen beträgt ihre Breite fast 4 000 m. In den Tälern der Wiltz und Clerf, wiederum etwa 6-7 km weiter nach Osten, ist bereits ein Schichtenstapel von mehr als 5000 m in die Steilstellung bzw. Ueberkipfung einbezogen. Im Our-Tal schließlich, an der östlichen Landesgrenze, läßt sich eine mehr als 3000 m mächtige überkippte Serie zwischen Gemünd und Kohnenhof beobachten, an die sich nach Süden eine zwischen 50 und 60 Grad nach N einfallende Serie von etwa 2000 m Breite anschließt. In der Umgebung von Gemünd sind einige Spezialfalten und Flexuren aufgeschlossen. Ein ähnliches Profil kann im Enz-Tal südlich und nördlich von Neuerburg aufgenommen werden.

Die Großmulde von Wiltz

Ebenso wie das südliche Antiklinorium zeigt auch die Mulde von Wiltz eine Gliederung in Großstrukturen. Besonders deutlich wird diese Gliederung im Ostteil des Synklinoriums zwischen dem Clerf-Tal und dem Our-Tal. Hier schalten sich der Sattel von Neidhausen und der Sattel von Bockholz ein, die jeweils Clerfer Schichten an die Oberfläche bringen. Damit wird die Zentralmulde in drei Teilmulden zerlegt (LUCIUS, 1950, S. 143). Es sind dies die Mulden von Hosingen, Siebenaler und Munshausen. Sie finden östlich der Our ihre Fortsetzung in den Muldenstücken von Falkenauel, Preischeid und Dasburg der Daleidener Muldengruppe (LIPPERT, 1939, S. 9):

Im Westteil der Mulde von Wiltz besteht die Füllung zum überwiegenden Teil aus den dunklen Schiefen des Oberemsiums. Sie weisen nur selten zerscherte Toneisensteinbänkchen auf, die es ermöglichen, die Lagerungsverhältnisse zu bestimmen. Trotz dieser nur mäßigen Information über das Streichen und Einfallen der Schichten läßt sich nachweisen, daß auch westlich des Clerf-Tales Großfalten innerhalb der Synklinale von Wiltz entwickelt sind (s. Abb. 3).

Am weitesten nach Südwesten konnte von uns die Mulde von Hosingen verfolgt werden. Sie quert das Clerf-Tal zwischen Lellingen und Wilwerwiltz und läßt sich von hier weiter über den Kirel-Bach bis in das Wiltz-Tal nachweisen. Unmittelbar südlich des Ortes Wiltz scheint sie auszuheben.

Der Sattel von Marnach

Nordwestlich an die Mulde von Wiltz anschließend läßt sich zwischen dem Our-Tal und dem Clerf-Tal ein südostvergenger Sattel verfolgen. (ASSELBERGHS, 1946, S. 496, bezeichnet ihn als l'Antiklinal de Marnach, LUCIUS, 1950, S. 95, als Nebensattel von Marnach, FURTAK, 1965, S. 301, als Sattel von Marnach). Seine Achse streicht bei der Ortschaft Mecher über das Clerf-Tal. In seinem Kern und auf der flacheren NW-Flanke finden sich einige Spezialfalten, die unmittelbar westlich des Ortes an der Straße nach Weicherdange aufgeschlossen sind (vgl. FURTAK, 1965, S. 301).

Die Mulde von Clerf

Als «Mulde von Clerf» wurde von LUCIUS (1950, S. 96) eine Struktur beschrieben, in deren Kern die Bunten Schiefer von Clerf aufgeschlossen sind. Die Mulde läßt sich von Clerf aus nach Nordosten verfolgen bis in das Our-Tal hinein (ASSELBERGHS, 1946, S. 496, LUCIUS, 1950, S. 96, FURTAK, 1965, S. 301). Nach FURTAK ist der Mulde im Bereich von Clervaux in ihrem Kern ein asymmetrischer Spezialsattel eingefaltet. Die von uns aufgenommenen Profile zeigen eine Reihe von Spezialfalten, die sich im Kern der Mulde, besonders aber auf dem SE-Flügel beobachten lassen (s. Abb. 5). Nordwestlich an die Mulde von Clerf anschließend folgt eine etwa 3000 m breite Steilstellungszone, die sich nach NE hin zu verlieren scheint (FURTAK, 1965, Taf. III.).

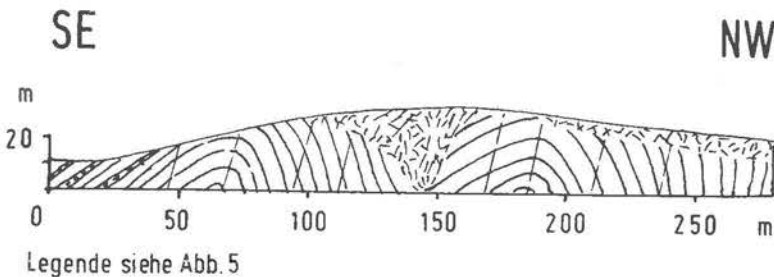
Spezialfalten und Flexuren

Den oben beschriebenen Großstrukturen sind teilweise Spezialfalten aufgesetzt (vgl. FURTAK, 1965, S. 304), die i. a. Spannweiten im Dekameter-Bereich aufweisen. Nur in Ausnahmefällen beträgt ihre Faltenweite mehrere hundert Meter. Sie finden sich sowohl auf den Flanken einzelner Großstrukturen als auch in deren Scheitelregion.

Die größten Spezialfalten sind im Südwesten des untersuchten Gebietes zwischen Bavigne und Kuborn anzutreffen (s. Abb. 3). Hier sind im

Tal des Millebaaches, auf der SE-Flanke des Sattels von Esch-sur-Sûre Spezialfalten mit Spannweiten von mehr als 500 m zu beobachten. Besonders gut aufgeschlossen sind einige größere Spezialfalten südlich des Ortes Bavigne entlang der Straße nach Liefrange. In Abb. 4 sind zwei NW-vergente Sättel aus diesem Bereich dargestellt. Sie sind in stark sandigen, leicht sandgestreiften und seltener sandgebänderten Tonschiefern angelegt, also in einem weitgehend homogenen Material. Die Vergenz der Achsenfläche entspricht in etwa dem Neigungswinkel der Schieferung.

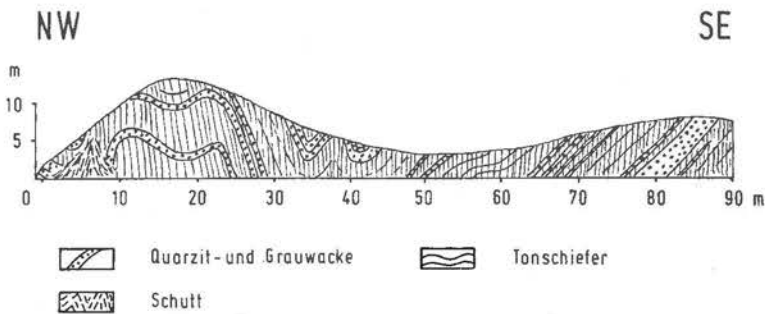
Abb. 4



Spezialfaltung in stark sandigen und sandstreifigen Tonschiefern südlich Bavigne. Schieferung weitständig.

Ein völlig anderes Bild ergibt sich, sobald starke Materialunterschiede vorliegen. An einem Beispiel aus dem SE-Flügel der Mulde von Clerf mag dies verdeutlicht werden (s. Abb. 5).

Abb. 5



Spezialgefaltete Grauwacken- und Quarzit-Bänke südwestlich von Clerf.

Es sind hier in sandige Tonschiefer einige Quarzitbänke eingeschaltet. Die Faltung ist im Vergleich zu dem Beispiel in Abb. 4 wesentlich enger, die einzelnen Falten ungleich gebaut. Ein Zusammenhang zwischen der Neigung der Schieferungsflächen und den Achsenflächen der einzelnen Spezialfalten ist nicht zu erkennen.

Abgesehen von den oben erwähnten Vorkommen in der Mulde von Clerf und auf der SE- und NW-Flanke des Sattels von Esch-sur-Sûre sind Spezialfalten in folgenden Großstrukturen zu beobachten. Im Sattel von Burden-Gentingen im Wark-Tal 1600 m nördlich der Ortschaft Feulen; in der Mulde von Michelau auf dem Westufer der Sauer unmittelbar südlich des Ortes Michelau (s. LUCIUS, 1950, S. 83); im Sattel von Mar-nach, unmittelbar westlich der Ortschaft Mecher, an der Straße nach Weicherdange; im Sattel von Bockholz südlich Rodershausen im Our-Tal (s. ZOBEL, 1970, S. 31).

Ohne erkennbaren Zusammenhang mit Großstrukturen stehen einzelne Falten, die sich im Our-Tal bei Gemünd und im Clerf-Tal nördlich Göbels-mühle beobachten lassen. Ihre Spannweiten liegen unter 30 m. In der Umgebung von Dasburg nördlich und südlich der Zollbrücke sind ebenfalls einige Spezialfalten aufgeschlossen (KAISER, 1971, S. 29). Als Relikte aushebender Falten lassen sich Flexuren und flexurartige Verbie-gungen deuten, die vorwiegend auf der NW-Flanke des Oesling-Antiklino-riums auftreten. Sie finden sich im Our-Tal südlich und östlich von Unter-schlinder und im Tal der Staal in der Umgebung von Brandenburg.

Die Schieferung

Die Schieferung ist in ihrer Intensität weitgehend abhängig vom Gesteinsmaterial. Allgemein gilt: je toniger ein Gestein, um so engständiger die Schieferung. Mit zunehmendem Sandgehalt und damit zunehmender Kompetenz wird die Schieferung weitständiger und die Deformation durch Zerschering geringer.

Diese schon seit langem bekannte Regel gilt auch für die Gesteine im südlichen Oesling. Hier sind z. B. die milden Schiefer von Wiltz intens-iv zerschert, während die sandstreifigen und sandgebänderten Sedimente im Süden des Oeslings kaum noch Schieferungsflächen erkennen lassen.

Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Faltung und Schieferung läßt sich im SW des bearbeiteten Gebietes erkennen. Hier zeigt die Vergenz der Achsenflächen und die Neigung der Schieferung eine weitgehende Uebereinstimmung (s. Abb. 3).

Nach NE hin geht diese Uebereinstimmung mehr und mehr verloren. Oestlich des Clerf-Sauertales fällt zwar die Hauptmasse der Schieferungs-flächen weiterhin nach Südosten ein, die Falten lassen jedoch keine Ver-geuz erkennen. In einzelnen Bereichen, so in der Umgebung von Branden-burg und Vianden ist die Schieferung steilgestellt und zeigt teilweise sogar nördliches Einfallen (s. ROBERT, 1912, S. 37, LUCIUS, 1950, S. 150). Abgesehen von diesen wenigen Ausnahmen sind jedoch im Südosten der Großmulde von Neufchateau-Wiltz die Schieferungsflächen generell steil nach Südosten geneigt. Nördlich des zentralen Synklinoriums dagegen ist ein steiles NW-Fallen zu beobachten (vgl. FURTAK, 1965, Taf. 5), während in der Mulde sowohl NW- als auch SE-Einfallen zu beobachten ist.

Störungen

Obwohl die Schichtenfolge gut aufgeschlossen ist und an vielen Stellen Störungen zu beobachten sind, ist es kaum möglich, Bewegungsrichtung und Versetzungsbetrag zu bestimmen. Im weitaus größten Teil des untersuchten Gebietes fehlen Bezugshorizonte, die es erlauben, die Verschiebungsweite entlang der Störungsbahnen festzulegen.

So sind z. B. in der steilgestellten Zone zwischen der Mulde von Wiltz und dem Givonne-Oesling-Antiklinorium häufig \pm schichtparallele Störungen zu beobachten. Diese Bewegungsbahnen können als steile Aufschiebungen gedeutet werden. Es ist aber auch möglich, daß sie lediglich aus einer geringen schichtparallelen Gleitung während der Steilstellung bzw. Ueberkipfung resultieren und somit als Störungen nur von untergeordneter Bedeutung sind, wie die Verfasser vermuten.

Eine Ausnahme bildet der Nordostteil der Großmulde von Neufchâteau-Wiltz. Hier stellt der Quarzit von Berlé einen guten Leithorizont dar, so daß es möglich ist einige Längs- und Querstörungen auszukartieren (ZOBEL, 1970, S. 32, KAISER, 1971, S. 27).

Zusammenfassung

Aus den in Abb. 3 dargestellten Profilen läßt sich entnehmen, daß die steilgestellte Zone zwischen dem Givonne-Oesling-Antiklinorium und der Großmulde von Wiltz von SW nach NE immer breiter wird. In dem westlichsten Profil P, — P., ist ein Schichtenstapel von etwa 1500 m in die Steilstellung einbezogen. Nur 6 km weiter im Nordosten, zwischen Buderscheid und Roullingen (Profile N, — N., und O, — O.,) sind es bereits mehr als 3000 m. Im Tal der Clerf, wiederum ca. 6 km weiter im Nordosten sind mehr als 5000 m steilgestellt (Profil 1, — 1.,).

Geht man davon aus, daß in einer steilgestellten Serie durch schichtparallele Störungen keine nennenswerten Aenderungen der Mächtigkeit bewirkt werden können, so ist für die gesamte Schichtenfolge im Liegenden der Bunten Schiefer von Clerf eine wesentlich größere Dicke anzunehmen, als das bisher geschehen ist. Nach vorsichtiger Schätzung erreicht allein das Untere Emsium im Bereich des Our- und Clerf-Tales eine Mächtigkeit von mehr als 3500 Metern. Generell scheinen die Mächtigkeiten von West nach Ost stark zuzunehmen, wie sich am Beispiel der Clerfer Schichten und der Schüttburg-Fazies erkennen läßt (s. S.).

In Abhängigkeit von der Sedimentmächtigkeit zeigt auch der Faltenbau im südlichen Oesling eine Aenderung von West nach Ost. Während im Westen allgemein eine deutliche Nordvergenz der Sättel und Mulden zu beobachten ist, sind die Strukturen im Ostteil des Givonne-Oesling-Antiklinoriums weitgehend symmetrisch gebaut. In keinem der aufgenommenen Profile konnten Isoklinalfalten nachgewiesen werden.

Damit ergibt sich für die Großtektonik unseres Gebietes ein recht einfaches Bild. Im Süden des Oeslings ist ein breites Antiklinorium ange-

legt, dessen Nordflanke in eine Steilstellungs- und Ueberkippungszone übergeht, die ihrerseits den Südflügel der Großmulde von Neufchateau-Wiltz bildet.

Stratigraphisch von Wichtigkeit ist der Nachweis von Oberem Siegenium * in einigen Sätteln, des Givonne-Oesling-Antiklinoriums. Nach dem tektonischen Gesamtbild ist zu erwarten, daß auch östlich der Our, also in der Eifel, noch Schichten von Siegenalter zu Tage treten. Die ältesten Sedimente des Oeslings dürften nach unserer Kenntnis im Sattel von Burden-Genthingen zu erwarten sein.

Schriftenverzeichnis

Asselberghs E. :

Contributions à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. – Ann. Soc. géol. Belg., 39, pp. M. 25-112, Liège 1912.

Asselberghs E. :

Le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinale de Givonne dans la région sud-est de l'Ardenne belge. – Mém. Inst. géol. Louvain, 1, pp. 1-175, Louvain 1913.

Asselberghs E. :

A propos de l'allure des couches éodévoniennes aux environs de Martelange. – Bull. Soc. géol. Belg., 49, pp. 334-335, Liège 1926.

Asselberghs E. :

Le Dévonien inférieur de la Prusse Rhénane à l'ouest des bassins calcaires de l'Eifel. – Mém. Inst. géol. Louvain, 5, pp. 1-46, Louvain 1932.

Asselberghs E. :

Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. – Mém. Inst. Géol. Louvain, 13, pp. 63-86, Louvain 1941.

Asselberghs E. :

L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. – Mém. Inst. Géol. Louvain, 14, Louvain 1946.

Bintz J. :

Die Geologie und der variscische Gebirgsbau im Bereich des Pumpspeicherwerkes Vianden. – Publ. Serv. Géol. Luxembourg, Vol. XIV, (Livre à la Mémoire du Docteur Michel Lucius), pp. 77-79, Luxembourg 1964.

* Die Fossilien werden z. Zt. von H. G. **Mittmeyer** bearbeitet. Faunenlisten und Fundpunkte sollen gesondert veröffentlicht werden.

Dolordot H. :

Age des couches dites «Bournotiennes» du bassin de l'Oesling. – Ann. Soc. géol. Nord, 33, pp. 172-200, Lille 1904.

Dumont A. :

Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. Seconde partie: Terrain rhénan. – Bull. Acad. royal Sciences Belg., 22, pp. 3-451, Bruxelles 1848.

Fourmarier P. :

La tectonique de l'Ardenne. – Ann. Soc. géol. Belg., 34, Mém., pp. 15-123, Pl. 1 à 12, Liège 1907.

Fourmarier P. :

Recherches sur la tracé de l'axe de l'antiklinal de Givonne. – Ann. Soc. géol. Belg., 52, pp. B. 220-231, Liège 1929.

Fourmarier P., Graulich J. M. & Lambrecht L. :

Les effets d'une phase tardive du plissement hercynien sur le versant nord du synclinorium du Neufchateau. – Ann. Soc. géol. Belg. 85, pp. B. 357-370, Liège 1962.

Furtak H. :

Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. – Geol. Mitt., 4, H. 3, S. 273-332, 18 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Aachen 1965.

Gosselet J. :

Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg. – Ann. Soc. géol. Nord, 12, pp. 260-300, Lille 1885.

Grebe H. :

Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. LI. Lieferung. Blatt Mettendorf. Berlin 1892.

Happel L & Reuling H. Th. :

Die Geologie der Prümer Mulde. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 438, S. 1-94, Frankfurt a. M. 1937.

Kaiser D. :

Zur Geologie des Eifelsynklinoriums im Bereich des Ourtales (Emsium, westliches Rheinisches Schiefergebirge). – Unvoröff. Dipl.-Arb., Mainz 1971.

Leppla A. :

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter Bundesstaaten. Lieferung 78. Blatt Dasburg-Neuerburg, Berlin 1908.

Lippert H. :

Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 445, S. 1-66, 4 Taf., 11 Abb., Frankfurt a. M. 1939.

Lippert H. & Solle G. :

Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel. – Senckenbergiana, 19, S. 392-399, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1937.

Lucius M. :

Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg. – Mitt. Ges. luxemb. Naturfreunde, Beil.-Bd, S. 1-104, Luxemburg 1913.

Lucius M. :

Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (Erster Teil) – Beitr. Geol. Luxemburg, II, S. 131-339, 2 Taf., 2 Fig., Luxemburg 1940.

Lucius M. :

Das Oesling – Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs, VI, 32 Fig., 50 Phot., 1 Taf., 1 Kte., 2 Tab., Luxemburg 1950.

Macar P. & Antun P. :

Pseudo-nodules et glissements sous aquatiques dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (G.-D. de Luxembourg). – Ann. Soc. géol. Belg., 73, pp. B. 121-150, Liège 1950.

Nöring F. K. :

Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. – Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 192, 9 Taf., 11 Abb., Berlin 1939.

Richter R. :

Zur Stratigraphie und Tektonik der Oesling-Eifel-Mulde (I Ueber den Muldenabschnitt südlich der Schneifel). – Cbl. Mineral., Geol., Paläont., S. 44-62, Stuttgart 1919.

Robert J. :

Beiträge zur Geologie und Tektonik der Luxemburger Ardennen. – Programm des Großherzogl. Gymnasiums zu Diekirch, S. 1-50, Diekirch 1912.

Solle G. :

Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 436, Frankfurt a. M. 1937a.

Solle G. :

Die Olkenbacher Mulde. – Z. deutsch. geol. Ges., 89, S. 555, Berlin 1937.

Steininger J. :

Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. - Mém. Acad. roy. Sci., 7, Bruxelles 1828.

Wijnen J.C. van :

Etude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises. - Publ. Serv. Géol. Luxembourg, X, 12 Fig., 5 Pl., 6 Phot., Luxembourg 1953.

Zobel W. :

Zur Geologie des Unterdevons (Ems) im Bereich der Wiltzer Mulde zwischen Rodershausen und Gemünd. - Unveröff. Dipl.- Arb., Mainz 1970.

Impr. Hermann s.à.r.l.