

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	65—78 5 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Jungtertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde (Saarland)

ERWIN MÜLLER, LUDWIG ZÖLLER & HANS-PETER KONZAN *)

Alpine orogeny, graben, neotectonics, fault system, Mesozoic, Neogene, Continental Quaternary, clastic sediment, stream, strike, variation, borehole section, index map.

Saar-Nahe Basin (Wadern), Saarland. TK 6407

Kurzfassung: Es wird zunächst versucht, auf Grundlage einer verfeinerten petrographischen Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden und einer Geländekartierung im Maßstab 1 : 5 000 das tektonische Muster und tektonische Phasen in der Nordostspitze der Merziger Grabenmulde herauszufinden. Eine ältere (jungpaläozoisch-mesozoische?) Grabentektonik kann von einer jüngeren (plio-pleistozänen?) Bruchschollentektonik unterschieden werden, die im Wesentlichen entlang NW—SE bis NNW—SSE verlaufenden Störungen ablief und für jungtertiär-pleistozäne Flußlaufänderungen verantwortlich sein dürfte. Ihr junges Alter wird anhand tektonisch verstellter pleistozäner Flußterrassen klargestellt.

[Younger Tertiary and Quaternary Tectonics in the NE Part of the "Mertziger Graben Syncline", Saarland]

Abstract: Based on a more detailed petrographic stratigraphy of the sedimentary „Oberrotliegendes“ and a geological mapping in the scale 1 : 5 000 we tried to find out the tectonic pattern and tectonic phases in the northeastern edge of the Merziger Graben Syncline. Older (younger paleozoic-mesozoic?) graben tectonics can be separated from younger (plio-pleistocene?) fault block patterns, which occurred mainly along NW—SE and NNW—SSE directed faults, and which are presumably responsible for plio-pleistocene changing of the river course and meander cut-offs.

The tertiary Prims-river took its way from E to W through the northeastern part of the graben syncline; in the pleistocene some meanders crossing its eastern main fault developed, whereas today the Prims and its main tributaries flow outside of the graben syncline and turn southwards. Pleistocene river terraces at Morschholz and Wedern have been dislocated by young tectonic movements.

1. Problemstellung

Im Laufe von morphologischen Kartierungen durch ZÖLLER in dem von Saar, Prims und Ruwer begrenzten Raum¹⁾ konnten bedeutende jungtertiäre und z. T. noch pleistozäne Laufveränderungen des Prims-Systems festgestellt werden²⁾, für die tektonische Ursachen in Betracht gezogen werden. Zur Klärung der Frage, ob im Gebiet des Primsknies bei Wadern die geologischen Verhältnisse des Untergrundes in Übereinstimmung oder im Widerspruch zur Annahme tektonisch bedingter Flußlaufänderungen stehen, wurde im Raum Wadern (Blatt 6407 der TK 1 : 25 000) eine geologische Spezialkartierung des Buntsandsteinbasiskonglomerates „smK“ im Maßstab 1 : 5 000 durchgeführt, die durch Auswertung von Luftbildern (ca. 1 : 30 000) unter dem Spiegelstereoskop er-

*) Anschriften der Verfasser: Geologiedirektor Dr. E. Müller, Geologieoberrat Dr. H.-P. Konzan, Geolog. Landesamt des Saarlandes, Am Tummelplatz 7, 6600 Saarbrücken. — L. Zöller, M. A., Universität Trier, Fachgruppe Geographie, Postfach 3825, 5500 Trier.

1) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für ihre Unterstützung im Rahmen des Schwerpunkts „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ herzlich gedankt.

2) Darüber wird zu einem späteren Zeitpunkt genauer berichtet werden.

gänzt wurde. Das smK eignet sich als geologischer Bezugshorizont in diesem Raum, da es 1. die im untersuchten Gebiet anstehenden petrographisch sehr ähnlichen Sandsteine der „Kreuznacher Schichten“ (MÜLLER & KLINKHAMMER 1963) und des Mittleren Buntsandsteins (sm) trennt, 2. im Gelände aufgrund starker Eisenverkrustung meistens leicht an Hangknicken zu erkennen ist, und 3. angenommen werden kann, daß es primär über dem sehr weichen Untergrund der „Kreuznacher Schichten“ auf einer pedimentartigen Ebene zur Ablagerung kam. Seine Mächtigkeit beträgt 0,5—5 m, meist schwankt sie zwischen 2 und 3 m.

Um den Anteil der jungtertiär-quartären Vertikalbewegungen aus dem Gesamtbild der Störungen, die die Sedimente der Grabenmulde betreffen, herauszufiltern, sind zwei Schritte nötig:

1. die Erfassung aller Störungen (soweit dies kartiertechnisch möglich ist), da in den nur lückenhaft erhaltenen pleistozänen Ablagerungen Störungen im Normalfall nicht unmittelbar nachweisbar sind. Dazu ist die verfeinerte Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden nützlich.

2. Ermittlung junger Vertikalbewegungen anhand von Terrassenverstellungen, -aufspaltungen und Flußlaufänderungen, sowie Feststellung des Verlaufs der zugehörigen Störungen.

Daran anschließend wird versucht, das Muster der jungen Tektonik zur älteren in Beziehung zu setzen.

Die Bodenfarbe ist im Gelände ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal verschiedener Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden, deshalb wurde die Kartierung bei schneefreiem Boden im Winter 1979/80 vorgenommen.

2. Schichtenfolge und tektonische Stellung der Merziger Grabenmulde

Die Merziger Grabenmulde ist ein tektonisch umgrenzter Raum, der sich in SW—NE-Richtung erstreckt. Die nordwestliche und südöstliche Umrandung wird durch je zwei, etwa parallel verlaufende Hauptstörungen markiert, die spitzwinklig auf Wadern zulaufen, nach SW also auseinanderstreben. Dieses Störungssystem läßt sich jenseits der Saar noch weit nach SW verfolgen. Die zwischen den Verwerfungspaaren liegenden Staffeln sind ebenfalls gestört, wobei besonders im südöstlichen Randstreifen ein intensives Schollenmosaik ausgebildet ist (KLINKHAMMER 1959). Der Muldenkern selbst ist wesentlich geringer tektonisch beansprucht.

Der so umgrenzte Graben stellt gleichzeitig eine Mulde dar, wobei die Muldenachse in südwestlicher Richtung abtaucht. In gleicher Richtung steigen auch die Versetzungsbeträge der Randstörungen (MÜLLER & KLINKHAMMER 1959).

Die sedimentäre Füllung des umschriebenen Bereiches begann nachweislich nach der saalischen Phase mit den Waderner Schichten des Oberrotliegenden. Ältere Ablagerungen sind, zumindest für den NE-Abschnitt, theoretisch nicht auszuschließen.

An ihn, entlang der Metzger Störung bajonettartig versetzt, schließt sich mit gleichem Streichen die Prismulde nach NE an.

Entsprechend dem Abtauchen der Mulde nach SW treten in der Grabenspitze die ältesten Schichten zutage. Nordöstlich des Losheimer Baches sind es überwiegend Kreuznacher Schichten (s. 1.) des Oberrotliegenden. Die unterlagernden Waderner Schichten, außerhalb des Grabens breitflächig anstehend, sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Ihre durchgehende Verbreitung ist aber durch zahlreiche Bohrungen auch innerhalb der Grabenmulde nachgewiesen.

Isolierte Restvorkommen des auflagernden Mittleren Buntsandsteins erlauben, wie bereits angegeben, die tektonische Analyse des betrachteten Raumes.

Südwestlich des Losheimer Baches wird die Muldenstruktur des Grabens besonders deutlich. Hier reicht das geologische Profil vom Mittleren Buntsandstein bis zum Oberen Muschelkalk. Innerhalb des Oberrotliegenden lassen sich keine exakten Schichtabgrenzungen erkennen. Zwischen den einzelnen Fazies bestehen Übergänge, so daß hier wohl Se-

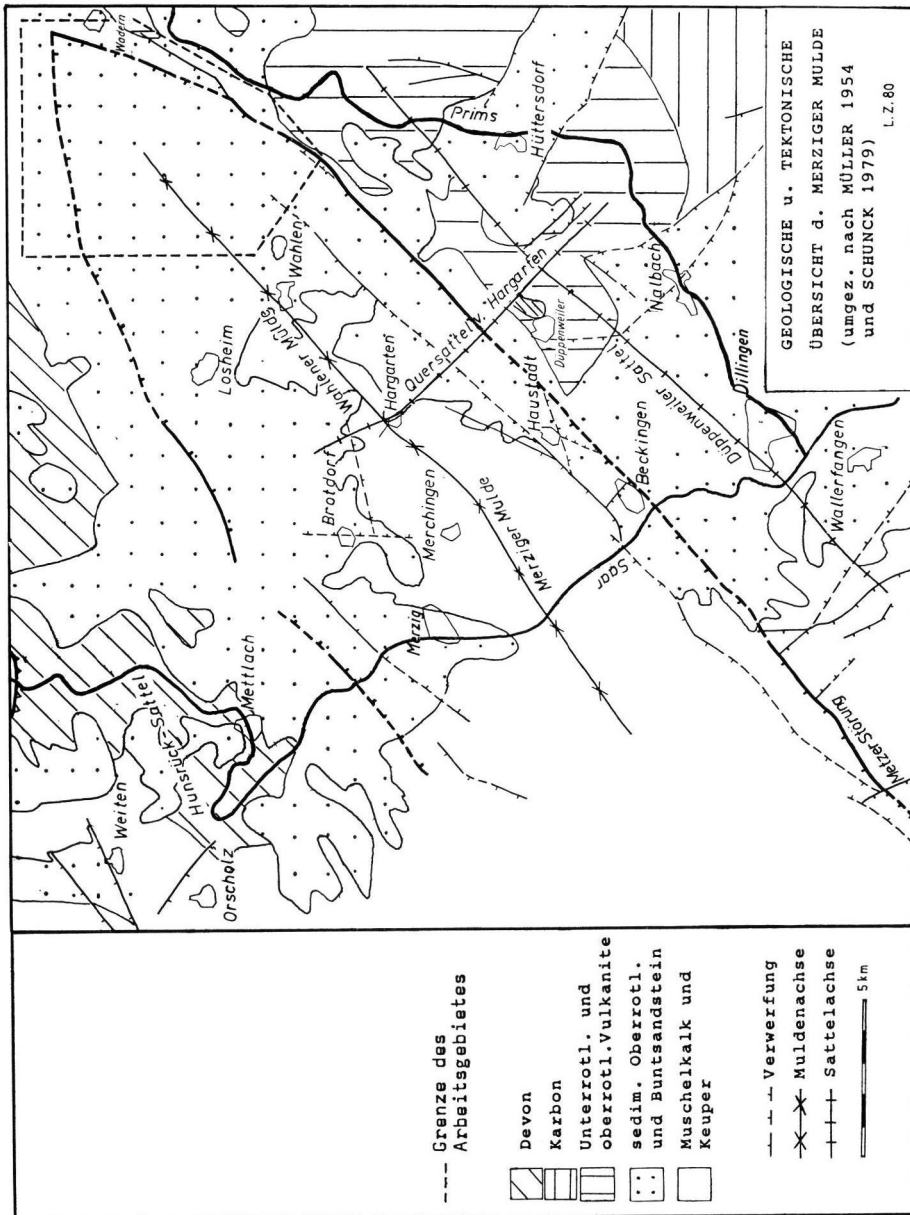


Abb. 1: Geologische und tektonische Übersicht der Merziger Grabenmulde.

dimententypen sich unterscheiden, aber nicht scharf abgrenzen lassen. Ganz deutlich dagegen ist die Grenze zwischen Perm und Trias, markiert durch Karbonat-Kieselkrusten (sandige Dolomite mit Verkiegelungen, Karneol) in den obersten Kreuzbacher Schichten und durch das Basiskonglomerat (smK) des Mittleren Buntsandsteins. Dazwischen läßt sich eine deutliche Diskordanz nachweisen (KLINKHAMMER 1959; MÜLLER & KLINKHAMMER 1963).

Über dem Mittleren Buntsandstein folgen die höheren Triasglieder mit Oberem Buntsandstein, Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk in ganz normaler Ausbildung und Mächtigkeit. Die SW—NE gestreckte Grabenmulde ist jedoch nicht einheitlich struiert (s. Abb. 1). Schon bei der Darstellung der Mächtigkeitskurven des Oberen Buntsandsteins (MÜLLER 1954) ergab sich, daß dieser Bereich, dem in der Trias ein Sedimentationsbecken entsprach und der folglich eine ältere Anlage widerspiegelt, durch die SE—NW verlaufende Schwelle von Hargarten in das Wahleiner Becken im NE und das Merchinger Becken im SW zweigeteilt wird.

Im großtektonischen Rahmen läßt sich diese Schollengliederung auch außerhalb der Merziger Grabenmulde verfolgen. Sie basiert auf einer Vergitterung von erzgebirgisch und hercynisch angeordneten Strukturen. So findet die Schwelle von Hargarten ihre SE-Verlängerung im Horst von Falscheid — auf dieser Hochstruktur liegt auch der altpaläozoische Aufbruch von Düppenweiler —, das Wahleiner Becken entspricht der Fortsetzung des Lebacher Grabens nach NW, während das Merchinger Becken in der Verlängerung der nach W abgesunkenen Scholle Saarwellingen-Nalbach liegt. Interessant ist, daß diese SE—NW gerichteten Strukturen das Metzger Störungssystem überschreiten bzw. durch dieses nicht abgeschnitten werden.

3. Die Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden im engeren Arbeitsgebiet

Eine genaue petrographische Untersuchung der Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden erlaubt im Arbeitsgebiet eine zumindest lokal gültige verfeinerte relative stratigraphische Einstufung.

Im folgenden werden die in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes auftretenden faziellen Ausbildungen der einzelnen Schichtglieder erläutert (s. Abb. 2 und 3).

a) Waderner Schichten (row)

Während die gröberen Komponenten der sandig-siltigen Fanglomerate der Waderner Schichten am S-Rand des Errwaldes (Hunsrück), der aus unterdevonischen Hermeskeilschichten und Taunusquarzit besteht, ausschließlich demselben entstammen, treten östlich und südöstlich der Metzger Störung stark verwitterte Melaphyrgerölle hinzu, die lokal sogar überwiegen. Im Bereich der Gemeinde Morscholz am S-Abhang des Errwaldes sind die Waderner Schichten an vielen Stellen aufgeschlossen, tiefrotbraune Sandsteine mit hohem Siltgehalt, die kaum eine Schichtung zeigen und sehr wenig verfestigt sind. Die schlecht gerundeten Devongerölle nehmen von NW nach SE sowohl an Menge als auch an Korngröße ab (Fanglomerate). Fallen die row im nördlichen Teil von Morscholz noch merklich nach SE ein, so ist die Lagerung im südöstlichen Ortsteil schon nahezu horizontal, die Quarz- und Quarzitgerölle erreichen kaum noch Faustgröße und sind wesentlich seltener. Charakteristisch ist ihnen eine rötliche Rinde, die 1—2 mm tief in die Gerölle eindringen kann und häufig von Lösungsspuren begleitet ist. Die Abnahme der Korngrößen der Gerölle ist auch gut in verschiedenen Aufschlüssen von Wadrill über Wedern nach Wadern festzustellen, wo sie selten 2 cm übersteigen.

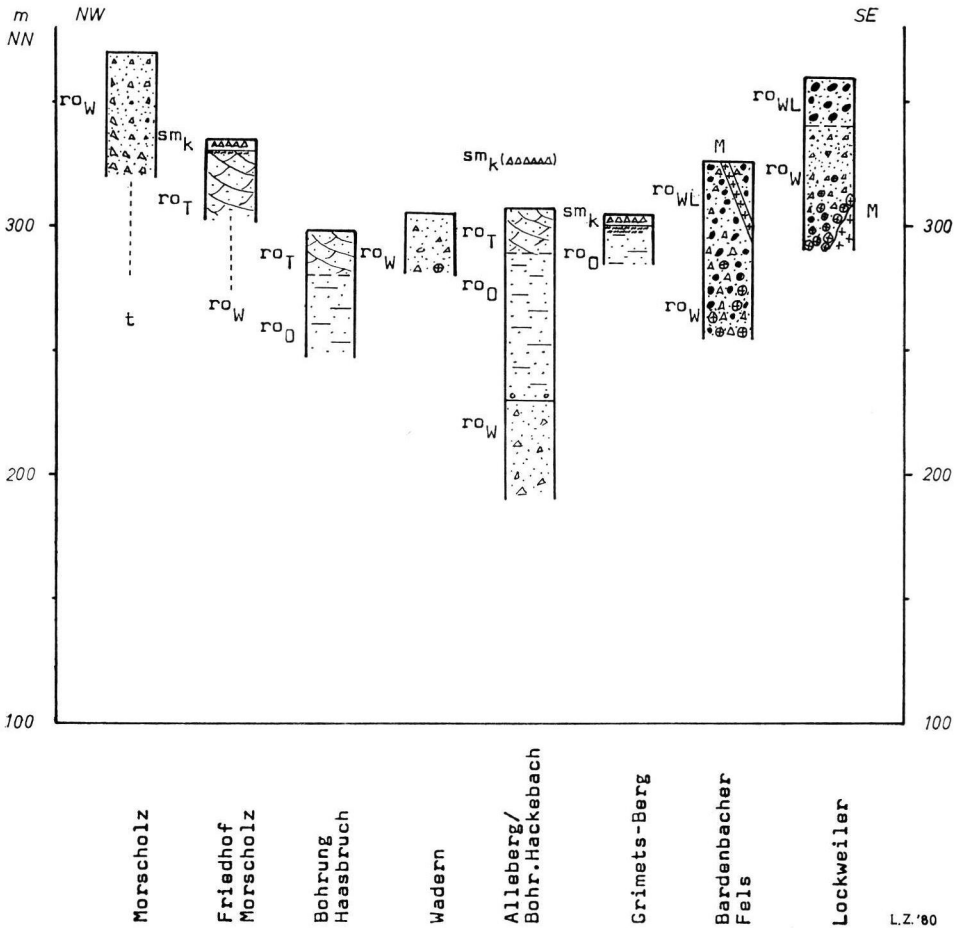


Abb. 2: Schichtenprofile im Arbeitsgebiet

row = Waderner Schichten, row_L = „Lockweiler Schichten“, M = Melaphyr, row_O = Oppener Schichten, ro_T = Thailener Schichten, sm_k = Basiskonglomerat des Buntsandsteins.

Innerhalb der Waderner Schichten lässt sich ein besonderer Faziesbereich der „Lockweiler Schichten“ (row_L) aushalten: bei Lockweiler erkennt man in der Umgebung der neuen Sportanlagen nahe dem Betriebsgelände eines Autobusunternehmens über einem Melaphyr-Vorkommen zunächst ein steil daran angelagertes, nach NW einfallendes grobes Melaphyrkonglomerat. Nach N zu geht es fast in horizontale Lagerung über, die Durchmesser der Gerölle nehmen rasch ab, die Melaphyrbestandteile treten zugunsten der Quarz- und Quarzitzerölle zurück. Auch zum Hangenden hin werden die row feinkörniger, enthalten aber immer noch Schnüre von Kies, wie in verschiedenen Aufschlüssen innerhalb des Ortes festzustellen ist. Auf einer Kuppe nördlich von Lockweiler (Pfaffenberg) treten plötzlich sehr gut gerundete Quarz-, Quarzit- und „Kieselschiefer“gerölle vom Typus der „Tholeyer Eier“ (FALKE 1970: 57) in den row auf, die sonst nur für die weiter östlich und südöstlich anstehenden „Tholeyer Schichten“ des Unterrotliegenden

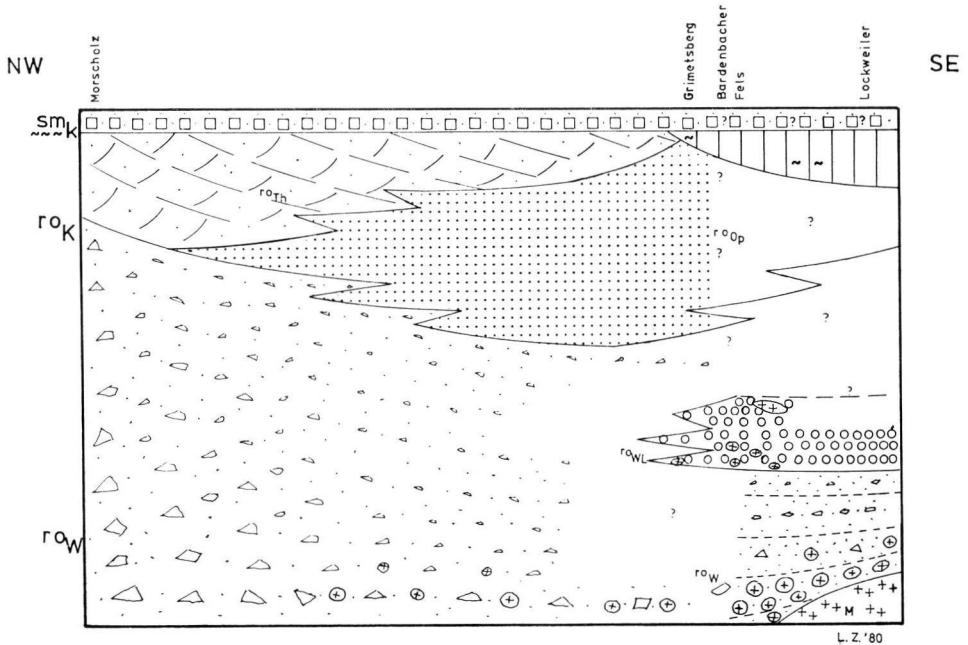


Abb. 3: Schematischer Fazieschnitt durch den Nordost-Zipfel der Merziger Grabenmulde. ro_W = Waderner Schichten, ro_K = „Kreuznacher Schichten“, sm_K = Basiskonglomerat des Buntsandsteins; ro_{WL} = „Lockweiler Schichten“, M = Melaphyr, ro_{Op} = Oppener Sch., ro_{Th} = Thailener Sch., senkrecht schraffiert = Erosionslücke vor Ablagerung des sm_K , Schlangellinie = schwache Erosionsdiskordanz zwischen ro_K und sm_K .

(ru_3) typisch sind. (Sie veranlaßten wohl GREBE, nahe dieser Stelle pleistozäne Terrassen-gerölle in der Geologischen Spezialkarte Blatt Wadern zu kartieren.) Da im Profil vom erwähnten Melaphyr bis zum Pfaffenberg keine Störung in den ro_W nachweisbar ist, müssen diese nunmehr als „Lockweiler Schichten“ bezeichneten Konglomerate als eigenständige Einlagerung in den mittleren oder höheren ro_W aufgefaßt werden.

Die gleichen „Tholeyer Eier“ treten auch in den entlang der Lösterbach-Störung durch Kieselsäure verfestigten ro_W -Konglomeraten am „Bardenbacher Fels“ (NSG) auf, jedoch in den liegenden Schichten weitaus weniger als in den hangenden. Es macht sich also zunehmend ein zweites Liefergebiet im Bereich einer Hochscholle bemerkbar, in der die Tholeyer Schichten bereits abgetragen wurden. Da die tiefsten aufgeschlossenen Konglomerate am Bardenbacher Fels bereits zahlreiche Melaphyrgerölle enthalten, müssen sie jünger sein als die Haupteruptionsphase des Grenzlagermelaphyrs, andererseits grenzt der Höhenzug des Bardenbacher Felsen nach W an einer SSW-NNE verlaufenden Störung an ro_W in gleicher Entwicklung wie zwischen Wedern und Wadern, die zu einer abgesunkenen Scholle gehören. Am Gipfel des Bardenbacher Felsen konnte nun ein schmaler Melaphyrgang entdeckt werden, der wie der gesamte Höhenzug SSW—NNE streicht und dessen Lava noch in die Hohlräume der Konglomerate eingedrungen ist. Es gab hier also eine jüngere, schwächere Förderphase in den mittleren bis höheren ro_W , die in diesem Falle an „rheinisch“ streichende Spalten gebunden war und in Beziehung zu setzen ist zu Hebungsvorgängen östlich der Lösterbachstörung-Metzer Störung, wie sie durch die Anlieferung von Material aus den Tholeyer Schichten dokumentiert werden.

b) Oppener Schichten

Zu den von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) ausgedehnten tiefroten, fast geröllfreien Sandsteinen der „Oppener Schichten“ dürften die roten bis tiefroten kaolinhaltigen (kaolinisierte Feldspäte) geröllfreien Sandsteine in der Umgebung von Noswendel und bei Nunkirchen zu zählen sein. Sie unterscheiden sich von den östlich der Straße Noswendel—Nunkirchen Richtung Bardenbach auftretenden row durch ihre geringfügig hellere Farbe und das nahezu vollständige Fehlen von Geröllen. In der großen Sand- und Kiesgrube am Alleberg NW Bardenbach läßt sich der Übergang von den Oppener Schichten zu den hangenden Thailenern (s. u.) beobachten; am Ostrand der Grube dürften höhere Oppener gegen tiefere Thailener Schichten verworfen sein (s. u.). Die Oppener zeigen eine rötlichere Farbe, etwas höhere Festigkeit und eine angedeutete Bankung. Auf dem NW-Flügel der Merziger Grabenmulde sind sie nicht nachzuweisen (zumindest nicht im hier bearbeiteten Gebiet). Sie werden hier vermutlich durch die höheren Waderner und/oder durch die tieferen Thailener Schichten vertreten.

c) Thailener Schichten

Als „Thailener Schichten“ wurden von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) die im Zentrum und auf dem NW-Flügel der Merziger Grabenmulde auftretenden geröllfreien, feldspathhaltigen höchsten Oberrotliegendschichten bezeichnet, die oft tigersandsteinartiges Aussehen haben, meist gelblich gebleicht sind und in fast allen größeren Aufschlüssen eine typische großdimensionale Schräg- und Kreuzschichtung (Dünen?) zeigen. Thailener und Oppener Schichten werden von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) als Äquivalente der „Kreuznacher Schichten“ der Nahemulde angesehen.

4. Tektonik

Die Kartierung konzentrierte sich auf zwei Schwerpunkte:

1. die möglichst genaue Höhenlage des smK über NN,
2. den Verlauf der Störungen an den Grabenschultern sowie im Inneren des Grabens³⁾.

Das smK folgt im Zentrum und am NW-Flügel der Grabenmulde über Thailener Schichten, an der östlichen Grabenschulter sowohl über Thailener als auch Oppener Schichten (bei Noswendel), an der südöstlichen über Oppener Schichten, jeweils mit einer deutlichen Diskordanz (s. Abb. 2 und 3). Die Thailener Schichten konnten nur nördlich des Losheimer Baches festgestellt werden, sie werden südlich Noswendel in ihren tieferen Teilen möglicherweise von Oppener Schichten vertreten. Trotzdem steht die Feststellung, daß das smK östlich Noswendel zunächst über Thailener, dann über Oppener Schichten auftritt, in Übereinstimmung mit der obengenannten Erkenntnis, daß sich in den höheren row ein Hebungsgbiet östlich bis südöstlich der Grabenschulter bemerkbar macht, in dessen Randbereich vor Ablagerung des smK Thailener neben Oppener Schichten zu liegen kamen. Dem smK ähnliche Krusten, die bei Morsholz nördlich der nördlichen Randverwerfung auf row in bis zu 405 m über NN aufgefunden wurden, erwiesen sich nach Anlegen eines Baggerschurfes als ortsteinartige Bildungen in den row.

Der Verlauf der Randstörungen der Merziger Grabenmulde gestaltet sich in ihrem eingengten NE-Zipfel wesentlich komplizierter, als nach den vorhandenen geologischen Karten (1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000, 1 : 200 000) anzunehmen ist; diese geben den

³⁾ Eine flächendeckende Neukartierung des Blattes Wadern ist z. Zt. im Geol. Landesamt d. Saarlandes in Bearbeitung.

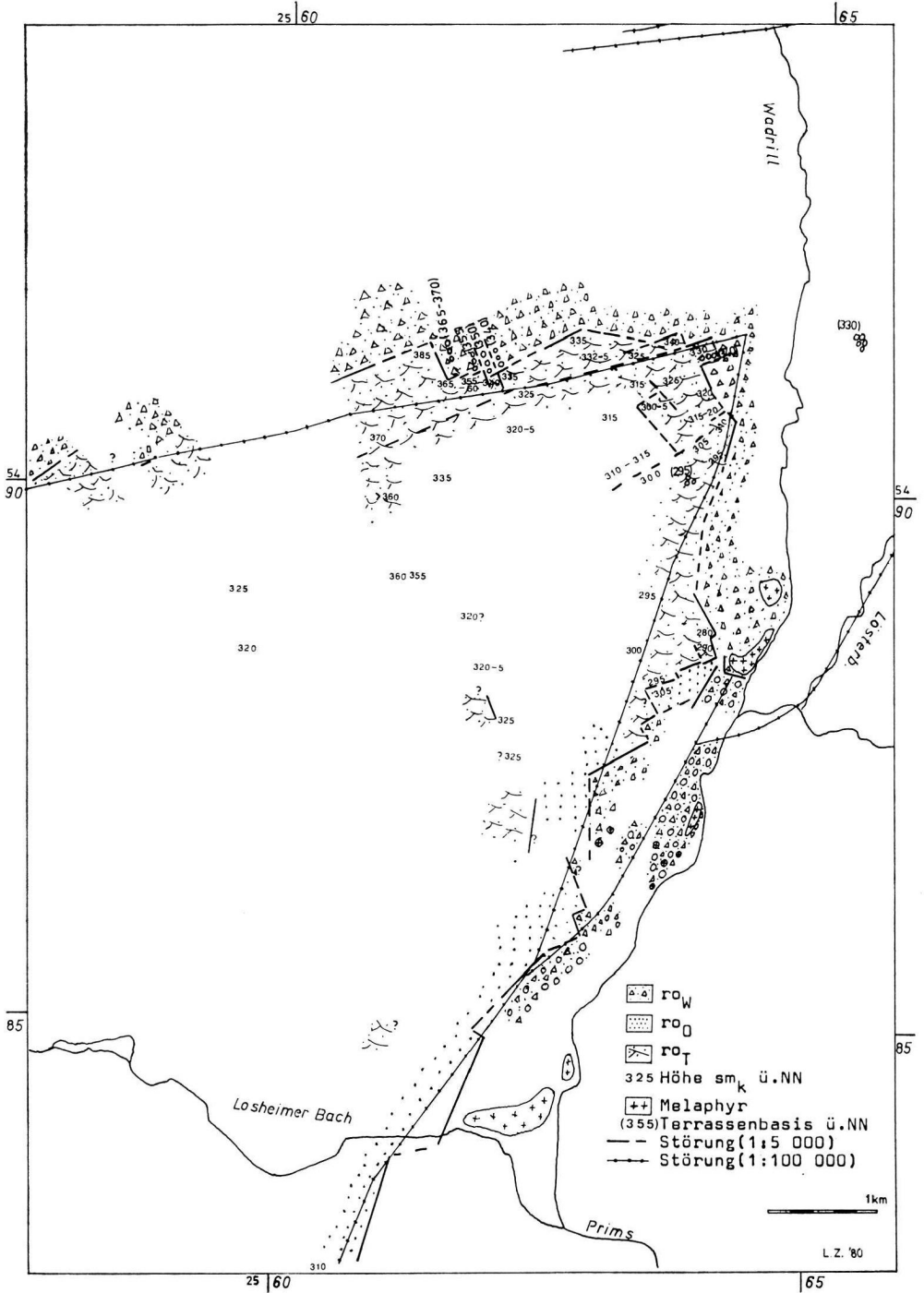


Abb. 4: Faziesverteilung und Tektonik in der Nordostspitze der Merzger Grabenmulde, sowie Höhenlage des sm_k über NN. (Schichtensymbole s. Abb. 2.)

Störungsverlauf stark generalisiert und stellenweise zu ungenau wieder (s. Abb. 4). Im Einzelnen setzen sich die Randstörungen mosaikartig aus Teilabschnitten verschiedener Richtungen zusammen: am nördlichen Grabenrand aus variskischen (erzgebirgischen, $60-70^\circ$) und hercynischen ($130-150^\circ$), die ein bajonettartiges Muster bilden. Hier liegen row und Thailener Schichten, letztere z. T. noch mit smK-Bedeckung, nebeneinander, weshalb sich der genaue Störungsverlauf meist gut an der Bodenfarbe erkennen läßt. Dieses Bruchmuster läßt sich anhand der gewonnenen Daten über die Höhenlage des smK zwanglos ins Grabeninnere verfolgen.

An der östlichen und südöstlichen Grabenschulter treten weitere Richtungen der Teilabschnitte der Randstörungen hinzu, besonders die rheinische ($10-20^\circ$) und die N—S-Richtung.

An der Straße vom Bhf. Wadern nach Noswendel läßt sich die gestörte Schichtenfolge relativ gut erkennen. Der Melaphyr des Mühlenberges wird nach W (bis zum Teich) von row umhüllt; kieselsäurever kittete, „eier“führende Konglomerate der Lockweiler Schichten grenzen südlich der Straße an einer Störung an den Melaphyr. In dem kleinen Waldstück südlich des Staudamms des Teiches stehen dann zunächst Oppener Schichten an. Sie sind vermutlich an einer NNW—SSE-Störung gegenüber den row abgesunken. Im westlichen Teil des kleinen Waldes folgen dann jenseits einer SW—NE-Störung die Thailener Schichten. Diese Störung war in einer Straßenböschung an der S-Seite der neuen Straßenführung aufgeschlossen. Über wenigen m Thailener Schichten (ihr größter Teil ist tektonisch unterdrückt) folgt das smK auf der Kuppe des kleinen Vorsprungs in 290—295 m über NN. Nur ca. 200 m südwestlich, in der Umgebung des Aussiedlerhofes am Grimets-Berg, liegt dann das smK unmittelbar auf Oppener Schichten in 305 m über NN. Die Störung ist also älter als der sm und wurde posthum reaktiviert mit etwa 10—15 m Sprunghöhe. In diesem Gebiet erkennt man eine äußerst enge Beziehung zwischen kleinen Tälchen oder Talabschnitten — auch Trockentälern — und dem Verlauf von Störungen, die nunmehr aufgrund einer genaueren petrographischen Gliederung des Oberrotliegenden in diesem Raum besser erfassbar sind. Allerdings verlaufen die Störungen häufig nicht in der Tiefenlinie der Tälchen, sondern an ihren Flanken. Dies ist leicht dadurch zu erklären, daß zu Beginn der mittel- bis jungpleistozänen Tiefenerosion ein sehr flaches Ausgangsrelief über den weichen Sandsteinen vorhanden war. Auf dieser Oberfläche tasteten die sich einschneidenden Gewässer den Ausbissen der Störungen nach. Während die Störungen sich aber schräg in die Tiefe fortsetzen, wurde die einmal festgelegte Erosionsbahn senkrecht in die Tiefe projiziert, so daß heute, nachdem die Tiefenerosion bis zu 40 m erreicht hat, eine gewisse Horizontalabstand von Tiefenlinie und Störungsverlauf entstanden ist.

Insgesamt steigt das smK sowohl von der Muldenachse zu den Flügeln hin als auch von SW nach NE an. Im eingeeengten NE-Zipfel geschieht dieser Anstieg zum nördlichen Grabenrand hin an mehreren Störungen mit Sprunghöhen bis zu 20 m. Im Kern der Mulde bei Noswendel (neues Gewerbegebiet) erscheint das smK bei 295 m über NN, am nördlichen Grabenrand beim Friedhof Morscholz bei 335 m. Die in gleicher Höhenlage nach SSE abgedachte Fläche ist eine komplexe Strukturfläche, die teilweise noch Schotter der Mittelterrasse trägt. Südlich Nunkirchen (Bl. 6507 Lebach) tritt das smK in einem verfallenen Aufschluß am westlichen Blattrand (Galgenberg, R 2560625, H 5482650) in ca. 310 m über NN hervor. Der NW-Flügel ist also stärker herausgehoben worden als der SE-Flügel (vgl. SCHUNCK 1979; Abb. 20 S. 71). Bei Weierweiler (Bl. 6406 Losheim) findet man das smK an verschiedenen Stellen bei 320—325 m über NN. Die höchsten Lagen erreicht es in einer Zone zwischen dem Thailener Bach und dem Morscholzer Bach. Auf der Höhe zwischen Konfeld und Morscholz findet man erodierte Stücke bis mindestens 385 m über NN, unmittelbar bis an die nördliche Randverwerfung reichend. Sie sind z. T. in alt-

pleistozäne, schwemmfächerartige fluviatile Ablagerungen eingearbeitet. Im Kern der Mulde bei Noswendelroth erscheint das smK an mehreren Stellen in 320—325 m über NN, also ca. 30 m höher als östlich des Morscholzer Baches. Am deutlichsten erkennt man es als feste, eisenverkrustete Konglomeratbank westlich Noswendelroth in einer alten Erzgrube bei R 2562060, H 5487920. In den alten Sandgruben knapp 200 m westlich dieser Stelle stehen dann wieder weiche Sandsteine an, die höchstwahrscheinlich den Thailener Schichten angehören und bis 340 m über NN reichen, wo sie von altpleistozänen Schottern überdeckt werden. Demnach wäre hier eine etwa NNW—SSE verlaufende Störung zu vermuten. Weiter im S ist das smK bereits erodiert.

Zwischen Thailen und Morscholz liegt also eine Hochscholle vor, deren staffelartiger Abbruch zur Tiefscholle von Noswendel am Hang westlich Morscholz sehr gut zu sehen ist. Hier erscheint das smK von E nach W nacheinander in Höhen von 325 m, 340 m, 355 m, 365—370 m über NN. Meist trägt es auch noch pleistozäne Schotter, in die es z. T. eingearbeitet ist (letztere sind anhand der Gerölldurchmesser, des Rundungsgrades und der Oberfläche von smK-Geröllen zu unterscheiden); die Terrassen sind an diesem Hang stark aufgespalten (s. u.). Die Störungen zwischen den markant im Gelände hervortretenden Staffelschollen verlaufen, soweit im Gelände kartierbar, NW—SE. Östlich des Morscholzer Baches steigt dann das smK wieder bis auf 340 m über NN nordwestlich des Wasserbehälters bei Wedern an.

Leider ist die Kartierung von Störungen an der Oberfläche im Gebiet der Thailener Hochscholle durch geschlossene Bewaldung und durch Bedeckung mit pleistozänen Ablagerungen weitgehend erschwert. Auf Luftbildern jedoch (Abb. 5) erkennt man NW—SE bis NNW—SSE streichende Lineationen, die mit der östlichen Begrenzung der Thailener Hochscholle in Zusammenhang stehen dürften. Sie scheinen am nördlichen Grabenrand vorwiegend NW—SE zu verlaufen, während sie weiter südlich mehr in die 160°-Richtung einschwenken. Die nordöstliche bzw. östliche Begrenzung der Hochscholle scheint nach S zu an Deutlichkeit zu verlieren. (Zur Frage der Beziehungen von Photolineationen zu Störungen und Klüften s. SCHUNCK 1979.)

Am östlichen Grabenrand treten nördlich Wadern eigenartigerweise wieder NE-fallende Abschiebungen auf: in einer kleinen Sandgrube in Thailener Schichten (R 2563960, H 5490975, Höhe über NN 325—330 m) wurden zwei kleine Abschiebungen mit 0,6 und 0,2 m Sprunghöhe mit 150°/70° NE eingemessen. Nur etwa 20 m weiter nach ENE liegt das smK tiefer als die in der Grube aufgeschlossenen Thailener Schichten und ist entlang einer ebenfalls etwa NW—SE streichenden Störung gegen sich östlich anschließende Waderner Schichten verworfen. Die erstgenannten Abschiebungen gehören vermutlich einer sehr jungen Tektonik an, die den Bewegungssinn der alten Grabentektonik z. T. umkehrte oder sich unabhängig von ihr entwickelte (s. u., vgl. dazu auch STAPP & STRACK 1980).

In der erwähnten Sand- und Kiesgrube am Alleberg (Kap. 3 b) verläuft am östlichen Grubenrand eine ca. 5° streichende, etwa saiger stehende Störung etwa parallel zur Talsohle des Morscholzer Baches. Westlich dieser Störung stehen Thailener Schichten mit typischer Schräg- und Kreuzschichtung an, deren teilweise stärker rötliche Färbung aber vermuten läßt, daß sich der Übergang zu den Oppener Schichten in nicht allzu großer Tiefe vollzieht. Die östliche, gehobene Scholle zeigt praktisch keine Kreuzschichtung mehr und leitet farblich zum kräftigen Rot der Oppener Schichten über. Die Trennfläche der Störung selbst ist eigenartigerweise mit bloßem Auge kaum zu erkennen (deshalb erscheint sie auch nicht im Luftbild als Lineation), sie ist nur anhand der Petrographie und der Einfallswinkel feststellbar. Die hangenden Schotter der oberen Mittelterrasse (Terrasse C nach FISCHER 1957) werden von der Störung nicht mehr betroffen. Aus diesem Grunde

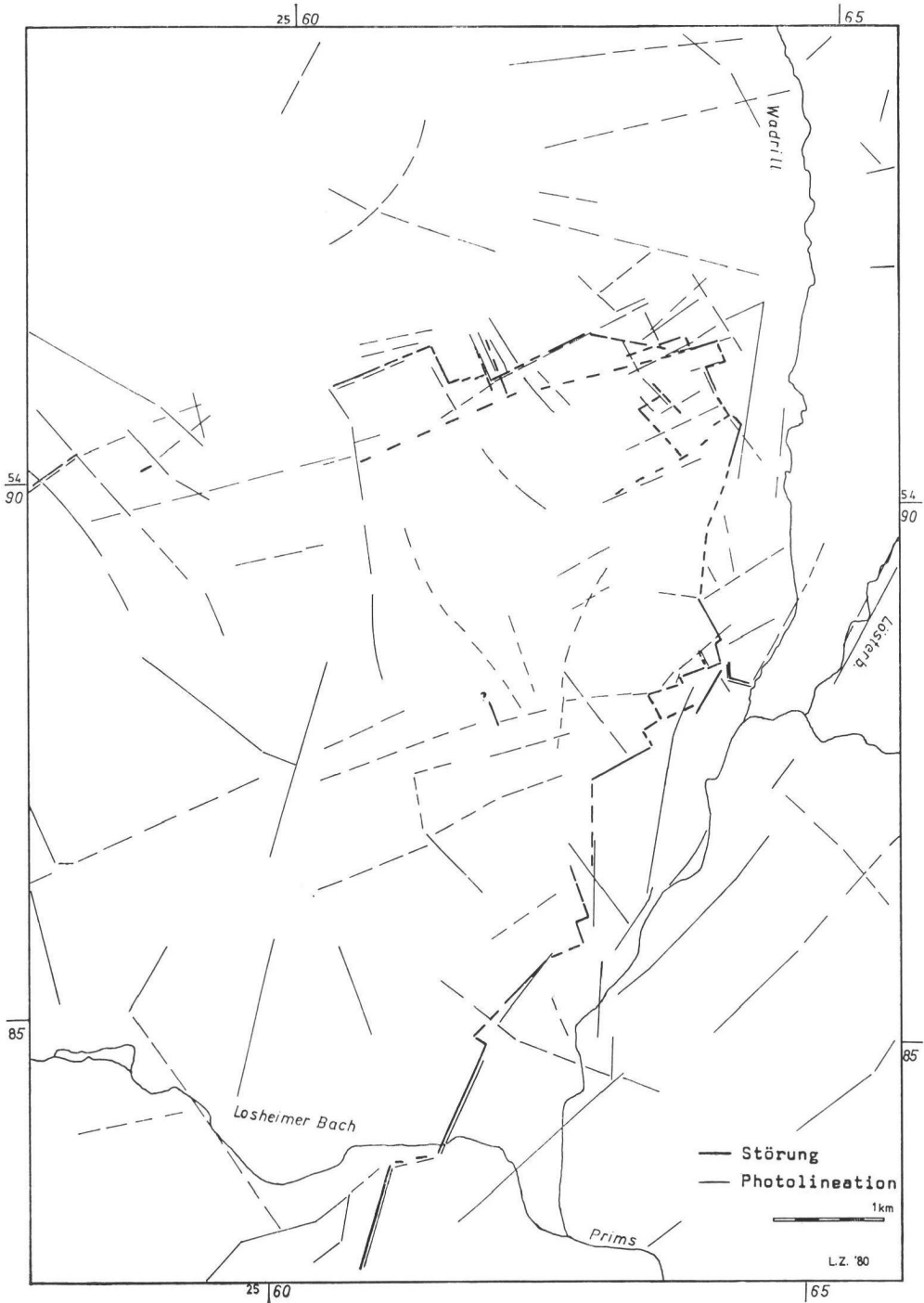


Abb. 5: Am Boden im Maßstab 1 : 5 000 kartierte Störungen und Photolineationen aus Luftbildern (ca. 1 : 30 000).

und wegen der tektonisch höheren Lage der E-Scholle ist dieser Störung wohl höheres Alter zuzusprechen als den jungen NW—SE bis NNW—SSE Störungen.

Insgesamt scheint also zwischen Losheim und Wadern ein im Einzelnen durch Störungen verschiedener Richtungen stark zerstückeltes Gebiet durch junge Tektonik in eine Schollentreppe mit teilweise antithetischem Charakter und nach NE zunehmender Intensität zerlegt worden zu sein. Dies läßt die Existenz eines jungen „Wadrillgrabens“ bei Wadern vermuten (s. u.), der spitzwinklig auf die altangelegte Lösterbach-Metzer-Störung steht.

Ergänzungshalber sei erwähnt, daß das smK im Lebacher Graben in der Sandgrube am Galgenberg bei Primswiler (Bl. 6507 Lebach) mit 235 m über NN eine noch wesentlich tiefere Lage als bei Noswendel erreicht.

Phasen der Tektonik

Im Oberrotliegenden erweiterte sich der Sedimentationsraum der limnisch-fluviatilen und äolischen Sedimente beträchtlich, große Teile des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges wurden einbezogen. In den Kreuznacher Schichten läßt sich bereits eine starke Mächtigkeitszunahme in Gebieten der heutigen Merziger Grabenmulde östlich der Saar nachweisen (MÜLLER & KLINKHAMMER 1963). Wie oben gezeigt wurde, macht sich die SSW—NNE-Richtung an der ost-südöstlichen Grabenschulter mindestens seit den höheren Waderner Schichten in Form von Brüchen und Spalten mit Magmenaufstieg bemerkbar. Inwieweit eine Beeinflussung durch die noch älter (kaledonisch? SCHUNCK 1979) angelegte Eifeler N—S-Zone und Lothringer Senke vorliegt, sei dahingestellt. Die kurzfristige Hebung der südöstlichen Grabenschulter im Oberrotliegenden mag mit dem Magmenaufstieg entlang der Hunsrück-Südrand-Störungzone und der Metzer Störung zusammenhängen.

Die triassische Tektonik spielt sich nach SCHUNCK (1979) hauptsächlich an N—S gerichteten Strukturelementen ab, jedoch werden die größten Mächtigkeiten der Trias in variskisch streichenden Zonen erreicht.

Seit dem Lias muß nach SCHUNCK (1979: 70) das Gebiet der unteren Saar um mindestens 800 m gehoben worden sein, das von Kedingen (Lothringen) nur um 300 m. Nach seiner Schichtlagerungskarte (Anl. 2 in SCHUNCK 1979) würden sich für die Merziger Grabenmulde Hebungsraten zwischen 760 m im NE und 560 m im SW errechnen. SCHUNCK nimmt an, daß diese stark differenzierten Vertikalbewegungen bis zum Alttertiär weitgehend abgeschlossen waren. Jedoch könne eine junge (pleistozäne) Hebung der Hunsrück-Siercker Schwelle um 25—40 m angenommen werden⁴⁾.

Betrachtet man das Entwässerungsnetz des Prims-Wadrill-Löster-Systems im Raum Wadern, so fällt neben dem Knie der Prims auf, daß die Hauptentwässerungsadern die Merziger Grabenmulde auffällig meiden und stattdessen teilweise parallel zu ihren südöstlichen Randstörungen durch großenteils härtere Gesteine verlaufen, obwohl die Prims im Tertiär die nordöstliche Grabenspitze von E nach W durchfloß, noch zur Hauptterraszenzeit einen Mäander bis nördlich Nunkirchen beschrieb und noch zur Zeit der oberen Mittelterrasse bis fast nach Noswendel nach W pendelte. Weiterhin läßt sich feststellen, daß ein Rest der oberen Mittelterrasse der Wadrill beim Wbh. südwestlich Wedern etwa 10—15 m höher liegt als benachbarte Vorkommen (s. Abb. 4). Zur Zeit der unteren Mittelterrasse floß die Wadrill noch in einem Mäander am Sppl. Wadern vorbei nach W und

⁴⁾ SCHUNCK bezieht sich dabei auf Arbeiten von MATHIAS (1936) und FISCHER (1957), die nach neueren, noch nicht publizierten Ergebnissen von ZÖLLER nur noch eingeschränkt als richtig angesehen werden können.

überquerte dabei die Randverwerfung, während ihr heutiger westlicher Talrand auffällig geradlinig und ganz östlich der Randverwerfung verläuft. Im beschriebenen Bruchfeld westlich Morscholz lassen sich anstelle der sonst in diesem Raum üblichen drei Terrassen oberhalb der Talau (FISCHER 1957; LIEDTKE 1969) acht pleistozäne Terrassen feststellen. Diese Beobachtungen stützen die Ansicht, daß es sich bei dem Bruchfeld von Morscholz und ähnlichen Strukturen zwischen Morscholzer Bach und Wadrill um noch quartär aktive Tektonik mit antithetischem Bewegungssinn handelt. Ein junger Wadrillgraben ist zwar z. Zt. noch nicht exakt nachweisbar, doch deuten die morphologischen Verhältnisse sowie die genannten NE-fallenden Abschiebungen auf seine Existenz hin, wie überhaupt entlang des gesamten östlichen Randes der Merziger Grabenmulde Anzeichen für junge Umkehr des jungpaläozoisch-mesozoischen Bewegungsbildes auftreten (vgl. STAPP & STRACK 1980, die ähnliches in der Umgebung von Bad Kreuznach ermittelten).

Auf rezente Aktivität am nördlichen Ast der Hunsrücksüdrand-Störung könnte die Analyse eines Erdbebens der maximalen Stärke 5 auf der Mercalli-Sieberg-Skala vom 1. 4. 1931 durch LANDSBERG (1931) hindeuten. Allerdings liegt von diesem Beben keine Herdflächenlösung vor.

Hingegen stehen die angenommenen jungen NW—SE Störungen in guter Übereinstimmung mit der von ILLIES & GREINER (1979) angegebenen Hauptzugspannungsrichtung (SW—NE) im Rheinischen Schild.

Unter Berücksichtigung der tiefen Lage des smK bei Primsweiler erscheint die Annahme einer tektonisch bedingten Entwässerungsumkehr des Ur-Prims-Systems zum Theel-System nunmehr wahrscheinlich.

Abschließend sei die Frage nach dem Verhältnis der jungtertiär-quartären zur paläozoischen und mesozoischen Tektonik diskutiert (s. a. SCHUNCK 1979). Die pleistozäne Hebung des westlichen Hunsrücks, der sich unmittelbar nördlich an das bearbeitete Gebiet anschließt, ist unbestritten, es bedarf jedoch noch weiterer Untersuchungen, ob sie entlang des erzgebirgisch streichenden Mettlach-Siercker Sattels (Hunsrücksattel in Abb. 1), wie MATHIAS (1936) und FISCHER (1957) annahmen, oder entlang anderer Strukturen erfolgte.

Hercynische Richtungen existierten im untersuchten Raum nachweislich schon mindestens seit der älteren Trias (Kap. 2), rheinische mindestens seit dem Oberrotliegenden (Kap. 3a). Es muß auch damit gerechnet werden, daß weitere Strukturen des paläozoischen Untergrundes noch nicht hinreichend bekannt sind. Somit kann die Frage, ob und inwiefern die jungtertiär-pleistozäne Tektonik alte Muster nachzeichnet, nicht endgültig beantwortet werden, mit Sicherheit kann jedoch gesagt werden, daß sie nicht nur an den variskischen und mesozoischen SW—NE gerichteten Sattel- und Muldenbau gebunden ist.

5. Schriftenverzeichnis

- FALKE, H. & BANK, H. (1970): Zur Geologie und Tektonik der südwestlichen Nahemulde. — 19. Sonderheft „Der Aufschluß“: 53—67; Heidelberg.
- FISCHER, F. (1957): Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. — Ann. Univ. Sarav. Phil., 5 (2): 104—192; Saarbrücken.
- GREBE, H. (1889): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blätter Losheim und Wadern, 33. Lieferung; Berlin.
- ILLIES, H. & GREINER, G. (1979): Holocene Movements and State of Stress in the Rhinegraben Rift System. — Tectonophysics, 52: 349—359; Amsterdam.
- KLINKHAMMER, B. F. (1959): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen auf dem SE-Flügel der Merziger Mulde. — Archiv Geol. L. A. d. Saarl., 39 S.; Saarbrücken.
- & MÜLLER, E. M. (1965): Oberrotliegendes und Mittlerer Buntsandstein als Deckgebirge des Saarbrücker Karbonsattels. — Z. dt. geol. Ges., 117: 120—122; Hannover.

- LANDSBERG, H. (1931): Das Saarbeben vom 1. April 1931. — Gerlands Beiträge zur Geophysik, **31**: 240—258; Leipzig.
- LIEDTKE, H. (1969): Grundzüge und Probleme der Oberflächenformung des Saarlandes und seiner Umgebung. — Forsch. z. dt. Landeskde, **183**; 63 S.; Bad Godesberg.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Sarav., **III**/3: 176—201; Saarbrücken.
- & KLINKHAMMER, B. F. (1959): Ergebnisse von Untersuchungsbohrungen in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde. — Ann. Univ. Sarav., **VIII**, 3/4: 211—223; Saarbrücken.
- (1963): Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Saarkarbonsattel. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 117—196; Wiesbaden.
- SCHUNCK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahe-Senke — Luftbildgeologische Analyse eines Schollenmosaiks. — Diss. Fachber. Geowissenschaften; 123 S.; Frankfurt/M.
- STAPP, K. R. G. & STRACK, D. (1980): Zur Tektonik der nördlichen Nahemulde im Raum Bad Kreuznach. — Oberrhein. Geol. Abh., **29**: 29—50; Karlsruhe.
- STRACK, D. & STAPP, K. R. G. (1980): Ist der Kreuznacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluvial entstanden? — Geol. Rdsch., **69** (3): 892—921; Stuttgart.
- WERLE, B. (1978): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen an der Bohrung Hargarten/Saar. — Diss. Math.-Nat. Fak., Univ. Saarbrücken; 142 S.; Saarbrücken. — [Unveröff.]

Manuskript eingegangen am 20. 1. 1981.