

## Zur Lithostratigraphie des tiefsten Rotliegend (? Ober-Karbon-? Unter-Perm) im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland)

JÜRGEN A. BOY

**Kurzfassung:** Das tiefste Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens ist in zweierlei Fazies ausgebildet: Zum einen als südwestliche Randfazies, die nur provisorisch untergliedert werden kann, und die auf den Raum Lebach beschränkt ist (der nordwestliche Beckenrand im Bereich der Hunsrück-Südrand-Störung war wahrscheinlich noch nicht in den Ablagerungsraum einbezogen). Zum anderen als über den größten Teil des Beckens zu korrelierende „Normalfazies“. In dieser werden unterschieden:

- Maximal 130 m Remigiusberg-Schichten, deren Untergrenze mit dem Beginn einer geschlosseneren Rotfärbung, wo diese fehlt, mit einem Konglomerat gezogen wird. Lokale Leithorizonte sind: Dicht über der Basis das Jungenwald-Konglomerat; im mittleren Abschnitt das Dirmingen-Konglomerat, das von dem Dirmingen-Tuff und dem Lochmühle-Tuff begleitet wird; im obersten Abschnitt das „Remigiusberger Leitkonglomerat“.
- Maximal 210 m Altenglan-Schichten, deren Untergrenze mit dem Einsetzen grauer, pelitisch-feinsandiger Sedimente definiert wird. Wichtigste Leitbänke sind: Im unteren Abschnitt, relativ dicht übereinander, die Hauptkalk-Bank und die Reckweilerhof-Karbonat-Bank mit dem Reckweilerhof-Tuff; im oberen Abschnitt die Hirschfeld-Kalkkohle-Bank.
- Maximal 230 m Wahnwegen-Schichten, deren Untergrenze (abweichend von der bisher meist gebräuchlichen Regelung) mit dem Beginn mittel-/grob sandiger Sedimentation festgelegt wird. Lateral über größere Strecken verfolgbare Leithorizonte existieren nicht (also auch kein „Grenz-Konglomerat“ und kein „Basis-Konglomerat“). Für die Korrelation mit der ungegliederten Randfazies ist der lokale Wetschert-Tuff wichtig.
- Maximal 350 m Quirnbach-Schichten, deren Untergrenze durch das Einsetzen grauer, pelitisch-feinsandiger Sedimente definiert wird, und deren Obergrenze durch die Basis des Feist-Konglomerates markiert ist. Folgende, mehr oder weniger lokale Leitbänke werden ausgehalten: Im mittleren Abschnitt der Immetshausen-Schwarzschiefer und ein unbenannter Schwarzschiefer; im oberen Abschnitt der untere, mittlere und obere Galgenberg-Schwarzschiefer, der Breitwiesen-Tuff, der Hohenöllen-Schwarzschiefer, der Blochersberg-Schwarzschiefer und der Gailbach-Schwarzschiefer.

Die Ursachen für die zyklische Sedimentation (1. Ordnung) werden am Beispiel der Abfolge Remigiusberg- bis Quirnbach-Schichten diskutiert. Wahrscheinlich war die Sedimentation polyfaktoriell beeinflusst; nur sind die jeweils wirksamen Faktoren nicht eindeutig zu fassen.

**Abstract:** The lowermost Rotliegend of the Saar-Nahe basin comprises two major facies. One, the southwestern marginal facies, can be subdivided only in a preliminary fashion and is restricted to the Lebach region. (The northwestern margin of the basin along the southern Hunsrück fault was probably not part of the depositional setting.) The other, called the “normal facies”, can be traced through most of the basin and can be divided into several units:

- Remigiusberg Formation (up to 130 m thick). Their lower boundary is defined by the onset of a continuous red coloration or a conglomerate, respectively. Local marker horizons include the Jungenwald Conglomerate close to the base of the section, the Dirmingen Conglomerate (accompanied by the Dirmingen Tuff and Lochmühle Tuff) at mid-section, and the “Remigiusberger Leitkonglomerat” near the top of the section.
- Altenglan Formation (up to 210 m thick). Their lower boundary is defined by the onset of grey argillaceous to fine-grained arenaceous sediments. Main marker horizons include the relatively closely spaced “Hauptkalk” Limestone and the Reckweilerhof Limestone, along with the Reckweilerhof Tuff, in the lower part of the section and the Hirschfeld Coal in the upper part.
- Wahnwegen Formation (up to 230 m thick). Their lower boundary is fixed at the onset of sedimentation of medium to coarsegrained sandstones, contrary to previous usage. Marker horizons for lateral correlation over greater distances (such as the “Grenzkonglomerat” and “Basis-Konglomerat”) are lacking. The locally developed Wetschert Tuff is important for correlation with the undifferentiated marginal facies.
- Quirnbach Formation (up to 350 m thick). Their lower boundary is defined by the onset of grey argillaceous to fine-grained arenaceous sediments, and their upper boundary is fixed at the base of the Feist Conglomerate. Several geographically restricted marker horizons can be distinguished, including the Immetshausen Black Shale and an unnamed black shale in the middle of the section and, in the upper part of the section, the lower, middle, and upper Galgenberg Black Shale, the Breitwiesen Tuff, the Hohenöllen Black Shale, the Blochersberg Black Shale and the Gailbach Black Shale.

The causes of the cyclic sedimentation are discussed on the basis of the sequence from the Remigiusberg Formation to the Quirnbach Formation. Multiple factors probably influenced the process of sedimentation but the individual factors cannot be distinguished unambiguously.

## 1. Einleitung

Das Rotliegend ist eine sehr alte stratigraphische Einheit, die in Mitteleuropa als untere Hälfte der Dyas (die synonym dem Perm verstanden wurde) aufgestellt wurde. Seine Abgrenzung nach unten zum „Steinkohlengebirge“ (Karbon) wurde nach lithologischen Kriterien vorgenommen, aber chronostratigraphisch verstanden. Auch die Untergliederung des Rotliegend in Gruppen und Schichten war von Anfang an lithostratigraphischer Natur. Für eines der bedeutendsten Rotliegend-Becken, das Saar-Nahe-Becken, wurden aus politischen Gründen zwei unterschiedliche stratigraphische Gliederungen erstellt: Eine für den nordwestlichen preußischen Anteil (WEISS & GREBE 1889) und eine für den südöstlichen bayerischen Anteil (AMMON & REIS 1903, 1910). Letztlich erst durch FALKE (1954) erfolgte eine Vereinheitlichung, die zur Grundlage späterer Gliederungsversuche wurde (ATZBACH & SCHWAB 1971; BOY & FICHTER 1982; DREYER et al. 1983). Allerdings zeigte sich auch, daß einzelne Einheiten schwer zu korrelieren sind und den Kriterien einer modernen Lithostratigraphie, wie sie vom Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften (1977) vorgegeben wurden, nicht mehr genügen.

Es ist das Ziel dieser und einiger folgender Arbeiten die Korrelierbarkeit der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten zu überprüfen und durch Festlegung bestimmter Leithorizonte zu verbessern. In dem vorliegenden ersten Teil konzentriere ich mich auf das tiefste Rotliegend; das sind nach der FALKE-Gliederung Untere und Mittlere Kuseler Gruppe und nach der derzeit gebräuchlichen Gliederung die Remigiusberg-, Altenglan-, Wahnwegen- und Quirnbach-Schichten.

Die Untersuchung basiert auf den Geländearbeiten zahlreicher Kollegen und Studenten, die aus Platzgründen nicht alle aufgezählt werden können. Stellvertretend für sie möchte ich nur nennen: A. CLAUSING, G. DREYER (†), R. KRUPP, D. SCHMIDT, K. STAPF (alle Mainz), J. FICHTER (Kassel). Die Englischübersetzung der Kurzfassung stammt von H. D. SUES (Washington). Ihnen allen danke ich sehr herzlich. Mein besonderer Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Unterstützung im Rahmen des Projektes „Rotliegend-Biostratigraphie“.

## 2. Probleme und Möglichkeiten der stratigraphischen Gliederung

Eine Lithostratigraphie im modernen Sinne hat in Deutschland keine Tradition. Stratigraphie wurde und wird vielfach auch heute noch ausschließlich im Sinne der Chronostratigraphie verstanden. Dort, wo Leitfossilien fehlen, wurden lithologische Kriterien zur Abgrenzung zeitgleicher Einheiten benutzt. Das war insbesondere in kontinentalen Ablagerungen, wie dem Rotliegend, der Fall. So wurde etwa die Untergrenze des Rotliegend automatisch der Karbon/Perm-Grenze gleichgesetzt. Erst im nachhinein wurde versucht diese Festlegung biostratigraphisch zu untermauern (z. B. durch den Nachweis von *Callipteris conferta* in den Remigiusberg-Schichten, FALKE 1974).

Durch die Einführung moderner stratigraphischer Richtlinien (Code-Committee 1977) besteht nun auch in Deutschland die Verpflichtung zwischen einer mit zeitlich ungebundenen Einheiten arbeitenden Lithostratigraphie und einer mit zeitgleichen Einheiten arbeitenden Biostratigraphie (im Sinne einer Chronostratigraphie) zu unterscheiden. Diese Differenzierung drückt sich natürlich auch in der Nomenklatur der stratigraphischen Einheiten aus. Im Falle des Rotliegend bedeutet das:

- Das Rotliegend ist, ungefähr vergleichbar dem Buntsandstein (Code-Committee 1977, S. 133), eine lithostratigraphische Einheit im Range einer Abteilung (HOLUB & KOZUR 1981b, S. 197). Jedoch wurde es vereinzelt noch in neuester Zeit ganz oder teilweise bio (= chrono-) stratigraphisch interpretiert (HAUBOLD 1981, S. 361; HAUBOLD & KATZUNG 1980; SCHÄFER 1986, S. 250).
- Untergliedert wird es in Gruppen und Formationen. Für letztere kann der traditionelle Begriff Schichten benutzt werden (Code-Committee 1977, S. 133). Die traditionelle Unterteilung in Unter- und Oberrotliegend, bzw. in Unter-, Mittel- und Oberrotliegend, wurde früher für überregionale Korrelationen gebraucht, ist aber wegen der sehr uneinheitlichen Kriterien schlecht geeignet. Es hat sich deshalb mehr und mehr eingebürgert getrennte Gruppengliederungen für die einzelnen Becken aufzustellen. Allerdings ist die Zahl und ist der Umfang der Gruppen z. T. sehr verschieden und wird auch innerhalb einzelner Becken noch kontrovers diskutiert (z. B. Thüringer Wald: HAUBOLD & KATZUNG 1980; HOLUB & KOZUR 1981). Das gleiche gilt entsprechend für die Untereinheiten der Gruppen, die Schichten.
- Für die Definition der Schichten, als den Grundeinheiten der lithostratigraphischen Gliederung, ist deren fazielle Besonderheit und Korrelierbarkeit entscheidend und ist ihr genaues Alter unwichtig (Code-Committee 1977, S. 133-134).

Die Bio(= Chrono-)stratigraphie basiert dagegen auf Zonengliederungen, die für verschiedene Fossilgruppen getrennt erstellt werden können, und die zur Gliederung und Definition der ranghöheren Einheiten, der Stufen, verwandt werden (Code-Committee 1977, S. 135). Die Zonengliederungen des Rotliegend sind noch in Arbeit (Tetrapodenfährten: HOLUB & KOZUR 1981b; BOY & FICHTER 1982, 1988a, 1988b; Insekten: SCHNEIDER 1982; Conchostraken: HOLUB & KOZUR 1981a; MARTENS 1983). Als Stufen für den dem Rotliegend äquivalenten Bereich stehen die seit altersher gebrauchten Einheiten Autunium und Saxonium zur Verfügung. Deren Ab-

grenzung ist aber noch unsicher und kann erst nach Ausarbeitung der Zonengliederungen entschieden werden. Es ist unbedingt davor zu warnen die Begriffe Autunium/Saxonium und Unter-/Oberrotliegend gleichzusetzen, wie es in der Vergangenheit häufig geschehen ist.

Die heute benutzte lithostratigraphische Gliederung des saarpfälzischen Rotliegend basiert weitgehend auf FALKE (1954). Da zu der damaligen Zeit noch keine lithostratigraphischen Richtlinien und keine entsprechende Nomenklatur existierten, entspricht diese Gliederung in manchem nicht den heute gültigen Regeln. Den hier zu behandelnden untersten Abschnitt des Rotliegend faßte FALKE (1954) als Kuseler Gruppe, die er in die drei Untereinheiten Untere, Mittlere und Obere Kuseler Gruppe aufteilte, zusammen. Im Jahre 1970 wurde diese Gliederung durch Absprache zwischen der Universität Mainz (FALKE) und den Geologischen Landesämtern von Rheinland-Pfalz und des Saarlandes umbenannt, bis auf wenige Ausnahmen aber in ihrer Definition nicht geändert. Sie wurde erstmals von ATZBACH & SCHWAB (1971) angewandt. In ihr ist die „Untere Kuseler Gruppe“ ersetzt durch die aus der bayerischen Gliederung stammenden Remigiusberg- und Altenglan-Schichten, die „Mittlere Kuseler Gruppe“ durch die alten bayerischen Wahnwegen-Schichten und die neu aufgestellten Quirnbach-Schichten, die „Obere Kuseler Gruppe“ durch die neubenannten Lauterecken-Schichten.

FALKE (1954) wählte als Gliederungsprinzip den Rhythmus: Jede seiner Basiseinheiten ist gekennzeichnet durch eine ähnliche sedimentäre Entwicklung von Grobklastisch und mehr oder weniger Rot zu Feinklastisch und Dunkelgrau. Dieses Prinzip entspricht jedoch nicht den modernen stratigraphischen Richtlinien, nach denen die fazielle Besonderheit und nicht die ähnliche Entwicklung über Definition und Abgrenzung einer Formation (Schicht) entscheidet. Im Falle der zur Zeit benutzten Gliederung lassen sich die Formationen Remigiusberg-, Altenglan- und Wahnwegen-Schichten recht gut entsprechend neu definieren, ohne daß es zu wesentlichen Abweichungen von der bisherigen Gliederung kommt. Bei der Charakterisierung und Abgrenzung der Quirnbach- und Lauterecken-Schichten sowie der Jeckenbach- und Odernheim-Schichten (die bisher der Lebacher Gruppe zugeordnet wurden), ergeben sich jedoch Schwierigkeiten. Darauf haben BOY & FICHTER (1982) hingewiesen, und infolgedessen haben sie vorläufig die Lauterecken-, Jeckenbach- und Odernheim-Schichten zusammengefaßt.

Bezüglich deren Unterteilung konnten sie aufzeigen, wie wichtig es ist innerhalb lithologisch eintöniger Abfolgen verlässliche Leithorizonte zu finden.

Als Leithorizonte, in der neuen Nomenklatur Bänke genannt, sind nicht alle Gesteine gleich gut geeignet. Traditionell wurde den sogenannten Grobhorizonten, das sind Mittel- bis Grobsandsteine (bzw. Arkosen) und Konglomerate, die größte Bedeutung beigemessen (FALKE 1954, SCHÄFER 1986, S. 251). Sie liegen meist als Flußrinnenabsätze vor, sind häufig mehr oder weniger rot gefärbt und lassen sich bei der Lesesteinkartierung gut verfolgen. In der Regel sind sie in beckenrandlicher Position gut entwickelt, und zum Beckenzentrum hin werden sie feinkörniger und keilen aus oder spalten sich auf. Häufig verlieren sie in Richtung Beckenzentrum ihre Rotfärbung, insbesondere wenn sie in die Fazies subaquatischer Deltarinnen übergehen. Die weiteste laterale Verbreitung und damit größte stratigraphische Bedeutung haben die Schüttungen verzweigter Flußsysteme. Dazu zählen u. a. das Dirmingen-Konglomerat, der größte Teil der Wahnwegen-Schichten und das Feist-Konglomerat (SCHÄFER 1986, S. 261-268). Nächstwichtig sind Deltafront-Sandsteine in progradierenden Deltas. Dazu gehören die typischen Bausandsteine, die in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auftreten (SCHÄFER 1986, S. 274-278). Von geringerer Bedeutung sind die Rinnenfüllungen mäandrierender Flußsysteme, weil sie nur geringe laterale Verbreitung haben (SCHÄFER 1986, S. 268-273). Ein Nachteil ist, daß die einzelnen Grobhorizonte in der Regel nicht lithologisch charakterisiert werden können, so daß sich die exakte Ansprache (etwa als Dirmingen-Konglomerat) erst aus dem stratigraphischen Verband ergibt. Lediglich im Geröllbestand und

in der Art des Zementes gibt es graduelle Unterschiede zwischen den tiefsten und den höchsten Horizonten des unteren Rotliegend (SCHÄFER 1986, S. 328).

In dieser Hinsicht sind Stillwasserabsätze aus Seen, also dunkle Ton- und Feinsiltsteine mit oder ohne Karbonate, von Vorteil. Oft unterscheiden sich diese Horizonte voneinander in ihrer Schichtung, dem Karbonatgehalt, dem Gehalt an organischer Substanz und insbesondere dem Fossilinhalt. Auch wenn sich der lithologische Charakter einer Bank über größere Strecken lateral ändert, bleibt meist die Fossilzusammensetzung erstaunlich konstant. Ein gutes Beispiel dafür ist die Odernheim-Bank (obere Lauterecken-Odernheim-Schichten, BOY 1987). Die laterale Erstreckung der Horizonte ist, in Abhängigkeit von der Größe des Sees, sehr verschieden. So lassen sich zahlreiche Horizonte mit unterschiedlichem stratigraphischem Leitwert aushalten und mehr oder weniger gut definieren. Ein Nachteil vieler dieser Horizonte ist ihre geringe Mächtigkeit, auf Grund derer sie bei der Lesesteinkartierung durchschnittlich schlechter zu verfolgen sind als Grobhorizonte. Bei bisherigen stratigraphischen Arbeiten sind sie in der Regel zu sehr vernachlässigt worden (z. B. SCHÄFER 1986, S. 279). Man hat sie häufig miteinander verwechselt, weil man nicht auf ihren spezifischen Fossilinhalt achtete. Dabei liefern sie insbesondere für die Korrelation von der beckenzentralen in die Beckenrandfazies die besten Anhaltspunkte.

Tuffe sind in dem hier nicht behandelten oberen Rotliegend die wichtigsten stratigraphischen Leithorizonte (HANEKE 1987; HANEKE et al. 1979; BOY & FICHTER 1988a). Auch im unteren Rotliegend sind sie nicht selten, aber so geringmächtig, daß sie sich nur in stehenden Gewässern erhalten konnten. Entsprechend lückenhaft ist ihre laterale Verbreitung. In der Regel sind sie sehr stark verändert und häufig auch sedimentär umgelagert (HEIM 1970). Kartiertechnisch lassen sie sich bei genügend großer Mächtigkeit (ca. über 20 cm) wegen ihrer meist bedeutenden Verwitterungsbeständigkeit relativ gut aushalten. Falls sich einzelne Horizonte in Zukunft mineralogisch charakterisieren ließen, würden sie sicherlich sehr an stratigraphischer Bedeutung gewinnen. Bisher ist ihre Ansprache noch zu sehr an die Position zu begleitenden Leithorizonten gebunden.

Kerngebiet der vorliegenden Untersuchung (Abb. 1) ist die SE-Flanke der Nahemulde zwischen den Regionen Odernheim im Nordosten und Kusel im Südwesten. Dies war schon seit FALKE (1954) die wichtigste Typusregion des unteren Rotliegend. Dort sind die Schichten am mächtigsten und am stärksten differenziert, für stratigraphische Untergliederungen also am besten geeignet. Dort lassen sie sich auch schon sehr gut korrelieren (Abb. 2). Probleme treten nur lokal durch mehr oder weniger im Streichen verlaufende Störungssysteme auf. Eine sehr bedeutende Störung läßt sich von Oberkirchen im Südwesten bis Hoppstädten im Nordosten verfolgen (DREYER et al. 1983). Sie unterdrückt stellenweise Disibodenberg-, Oberkirchen- und Thallichtenberg-Schichten. Zum Beispiel wird die früher oft diskutierte „diskordante Auflagerung“ der Nahe-Gruppe auf Odernheim-/Disibodenberg-Schichten im Raume Niederalben-Kirrweiler durch diese Störung bewirkt (Kartierung FICHTER). Andere Störungen unterdrücken auf Blatt Kusel Teile der Jeckenbach- und Odernheim-Schichten.

Korrelationen über den Pfälzer Sattel hinweg (Abb. 3) in die Pfälzer (= Vorhaardt-) Mulde bereiten im mittleren Abschnitt des unteren Rotliegend noch Schwierigkeiten, sind also noch nicht so gut wie die Korrelationen innerhalb der Nahe-Mulde. Die Korrelationen innerhalb der Pfälzer Mulde sind insbesondere dadurch erschwert, daß vom Lauter-Tal (Region Wolfstein) aus nach Südwesten bedeutende synthetische Störungssysteme in verschiedenen stratigraphischen Niveaus (von Remigiusberg- bis Odernheim-Schichten) auftreten. Infolgedessen ist dort zum Beispiel das Feist-Konglomerat nur noch lokal nachzuweisen, was teilweise dazu geführt hat, daß andere rotgefärbte Grobhorizonte (z. B. unterer Bausandstein aus L-O 3 nach BOY & FICHTER 1982) für Äquivalente des Feist-Konglomerates gehalten wurden (etwa in: DREYER et al. 1982; ATZBACH 1986). Eine Korrelation aus der südwestlichen Nahe-Mulde in die südwest-

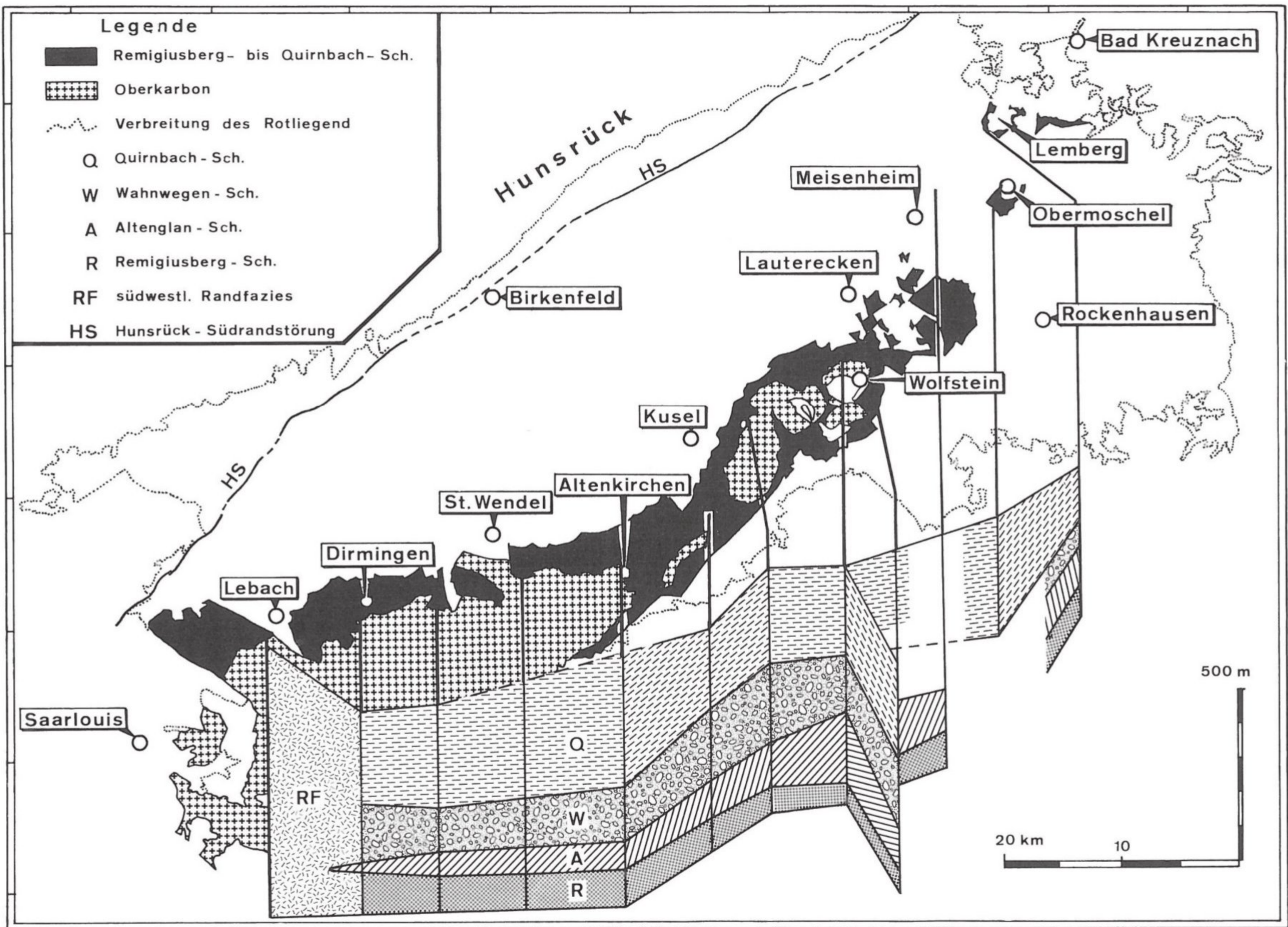


Abb. 1: Regionale Verbreitung und Mächtigkeitsentwicklung der untersuchten Schichten.

liche Randfazies im Raume Lebach bereitet wegen starker lateraler Fazieswechsel und wegen fehlender Neukartierungen im Raume St. Wendel noch einige Schwierigkeiten, ist aber in wesentlichen stratigraphischen Niveaus schon gesichert. Viel problematischer ist die Korrelation mit der Randfazies entlang des Hunsrück-Südrandes (auf der NW-Flanke der Nahe-Mulde und der Prims-Mulde), weil dort die Profile durch das untere Rotliegend sehr lückenhaft sind. Zum einen treten auch dort streichende Störungssysteme auf; zum anderen ist direkt am Hunsrückrand das tiefere Rotliegend gar nicht zur Ablagerung gekommen und ist der Beginn der Sedimentation bisher stratigraphisch nicht genau einzustufen. Einzige Hilfe für die Korrelationen sind die weiter beckenwärts gelegenen Bohrungen Monzingen 1 und Waldböckelheim 1 (HABICHT 1966; SCHÄFER 1986). Da diese aber nur an wenigen Stellen gekernt wurden, ist eine exakte Ansprache vieler Leithorizonte nicht möglich. In der vorliegenden Arbeit verzichte ich deshalb auf eine Diskussion dieses Faziesraumes.

### 3. Remigiusberg- und Altenglan-Schichten

Beide Schichten wurden von FALKE (1954) als „Untere Kuseler Gruppe“ zusammengefaßt und demonstrieren am besten FALKES Gliederungsprinzip des Rhythmus: Nach FALKE (1974, S. 2) beginnt dieser erste Rhythmus mit rotgefärbten, mehr oder weniger fluviatilen Sedimenten, die an ihrer Basis einen Konglomerat-Horizont („Dirminger Konglomerat“) enthalten, und denen lokale, graugefärbte Seeablagerungen eingeschaltet sind. Diese untere Hälfte des Rhythmus entspricht den Remigiusberg-Schichten. Die entsprechende obere Hälfte des Sedimentationsrhythmus besteht aus den weitgehend graugefärbten, an dunklen Tonsteinen und Karbonaten reichen See-(selten auch Delta-)Ablagerungen der Altenglan-Schichten.

Regional lassen sich beide Schichten aus der südwestlichen Randfazies, die nur im äußersten Südwesten ungegliedert ist, entlang dem Nordrand des Saarbrücker Hauptsattels bis in die Region Altenkirchen gut verfolgen. In nordöstlicher Fortsetzung treten sie am NW-Rand wie am SE-Rand des Pfälzer Sattels (dort teils nur lückenhaft) auf: Im Raum Brückensteinbach sowie in der Ummantelung der Intrusivkörper des Potzberg, Herrmannsberg, Potschberg und Königsberg. So lassen sie sich bis in die Region Lauterecken-Wolfstein nachweisen. In der weiteren nordöstlichen Verlängerung des Pfälzer Sattels treten sie nur noch eng begrenzt und tektonisch gestört am Westfuß des Lemberg bei Oberhausen/Nahe zutage (DREYER et al. 1983). Die einzigen weiteren Belege aus dem NE-Abschnitt der Saar-Nahe-Senke finden sich in den Bohrungen Meisenheim 1, Odernheim 1, Waldböckelheim 1 und Monzingen 1 (SCHÄFER 1986).

#### 3.1. Remigiusberg-Schichten

Synonymie: Remigiusberg-Schichten (BOY & FICHTER 1982; ATZBACH 1986; SCHÄFER 1986). Remigiusberger Schichten (AMMON & REIS 1910; BITTER 1938; HABICHT 1953, 1954, 1966; FALKE 1954, 1974; DROZDZEWSKI 1969; ATZBACH & SCHWAB 1971; ATZBACH 1976). Untere rote Zone der Unteren Kuselerschichten (BURCKHARDT 1906). Untere Abteilung der Unteren Kuseler Schichten (REIS 1906).

Typus-Lokalität: Remigiusberg südsüdwestlich Kusel zwischen Rammelsbach und Theisbergstegen, Aufschlüsse im Steinbruch nördlich Theisbergstegen (ATZBACH et al. 1974, S. 60 ff.).

Die Remigiusberg-Schichten wurden schon früh (AMMON & REIS 1910) als „liegende rote Zone der Unteren Kuseler Schichten“ bezeichnet. Ihr auffallendes Merkmal ist also die Rotfärbung. Im Südwesten der Saar-Nahe-Senke sind die überwiegend sandigen Gesteine mehr oder weniger durchgehend rotgefärbt. Nach Nordosten schalten sich in zunehmendem Maße Grauhorizonte, bestehend aus Silt- und Feinsandsteinen, selten auch dunklen Tonsteinen, ein. Auch Karbonatbänke nehmen an Zahl zu. Wichtig sind einzelne Konglomerat-Horizonte,

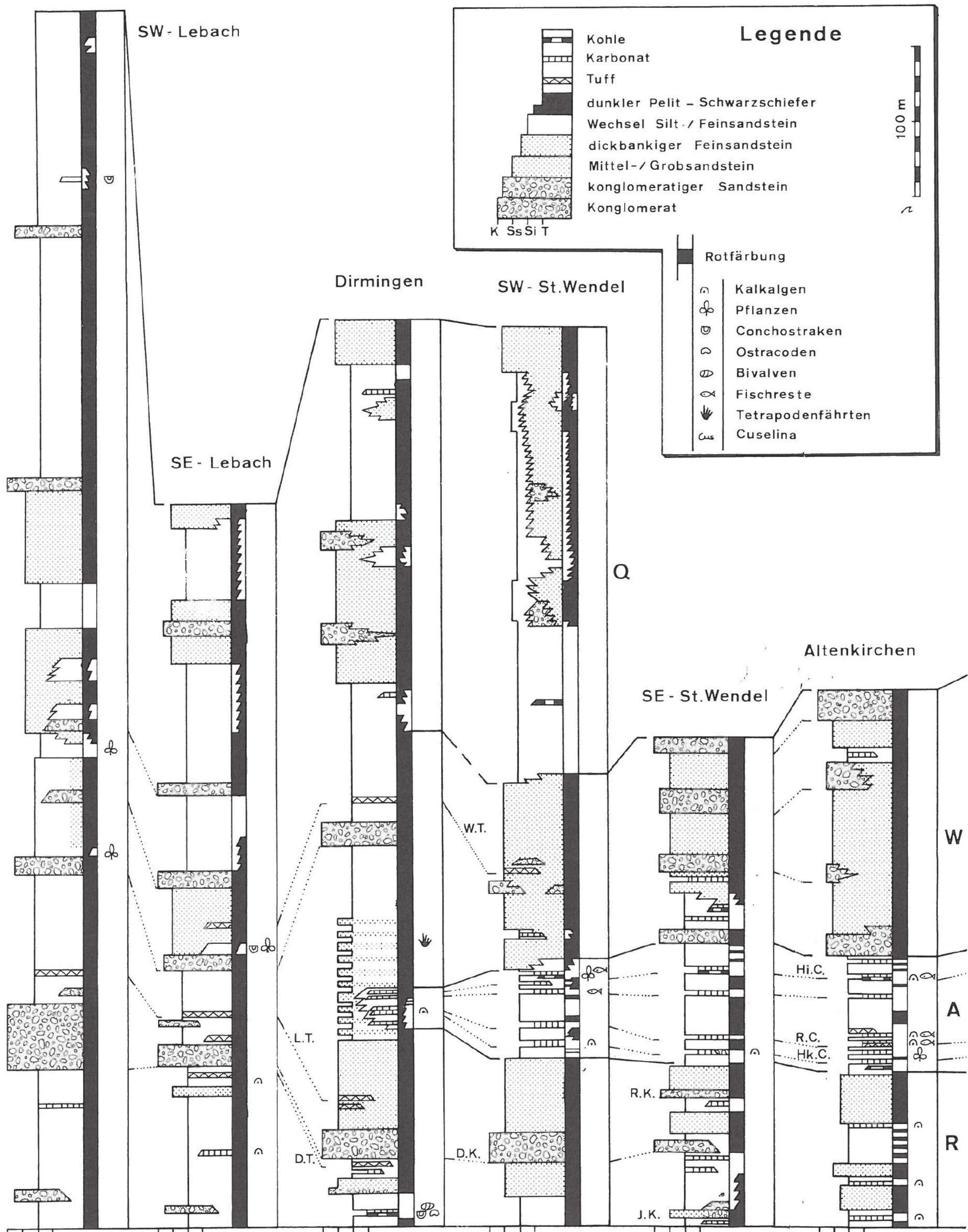
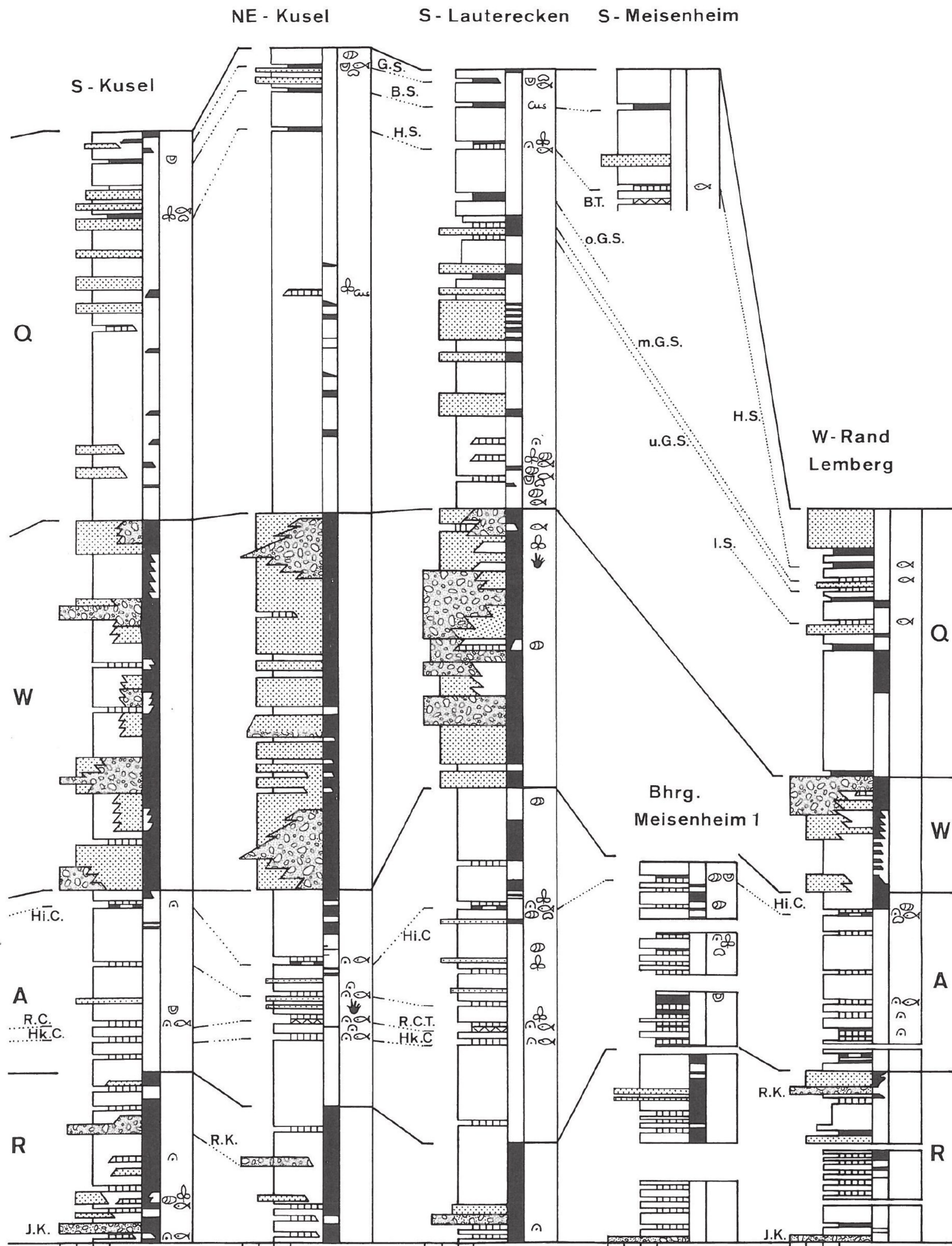


Abb. 2: Vereinfachte Sammelprofile der Abfolge Remigiusberg (R)- bis Quirnbach (Q)-Schichten, angeordnet von der südwestlichen Randfazies (Raum Lebach) und entlang dem NW-Flügel des Pfälzer Sattels bis in die NE-Ecke des Saar-Nahe-Gebietes (Lemberg) sowie deren Korrelation. Nach eigenen Kartierungen, nach Ergebnissen der Diplomkartierungen BAHLO, DREYER, GLÖCKNER, HOFMANN, KOCH, KRÜGER, ROLAND sowie nach DROZDZEWSKI (1969), LENZ (1965) und STAPF (1970). Bohrung Meisenheim nur teilweise dargestellt nach dem Schichtenverzeichnis von HABICHT (in LENZ 1965 und STAPF 1970).





Erläuterung der Abkürzungen: B. S. = Blochersberg-Schwarzschiefer; B. T. = Breitwiesen-Tuff; D. K. = Dirmingen-Konglomerat; D. T. = Dirmingen-Tuff; G. S. = Gailbach-Schwarzschiefer; u., m., o. G. S. = unterer, mittlerer, oberer Galgenberg-Schwarzschiefer; Hi. C. = Hirschfeld-Kalkkohle; Hk. C. = Hauptkalk-Karbonat; H. S. = Hohenöllen-Schwarzschiefer; I. S. = Immetshausen-Schwarzschiefer; J. K. = Jungewald-Konglomerat; L. T. = Lochmühle-Tuff; R. C. T. = Reckweilerhof-Karbonat u. -Tuff; R. K. = Remigiusberger Leitkonglomerat; W. T. = Wetschert-Tuff.

deren Korrelation aber noch Schwierigkeiten bereitet. Im wesentlichen repräsentieren die Remigiusberg-Schichten die mehr oder weniger rotgefärbten Absätze verzweigter Flußsysteme (SCHÄFER 1986, S. 264), die sich vertikal wie lateral mit den graugefärbten, feinerkörnigen, z. T. karbonathaltigen Ablagerungen lokaler, kurzlebiger Seen verzahnen. Biofaziell zeichnen sie sich durch Fossilarmut aus. Neben Kalkalgen sind nur Lebensspuren (meist unbestimmbare Grabbauten) häufig. Muscheln, Ostracoden, Conchostraken, stark fragmentierte Pflanzenreste (Pecopteriden, sehr selten *Callipteris naumanni*) und disartikulierte Fischreste (?Rhabdolepiden, *Triodus*) wurden nur an wenigen Stellen in den Graueinschaltungen nahe der Basis der Remigiusberg-Schichten gefunden.

Die Abgrenzung gegen die weitgehend graugefärbten Breitenbach-Schichten im Liegenden sowie Altenglan-Schichten im Hangenden ist über weite Strecken problemlos: Die Remigiusberg-Schichten beginnen mit den ersten mächtigeren Rotlagen und enden mit den letzten Rotlagen. Allerdings ist besonders die Untergrenze eine ausgesprochene Faziesgrenze, die möglicherweise in einigen Regionen nicht synchron verläuft. Um das zu erfassen, benötigt man verlässliche Leithorizonte, die leider fehlen. In zwei Regionen bereitet die Abgrenzung Schwierigkeiten:

- In der südwestlichen Randfazies bei Lebach keilen die überlagernden Altenglan-Schichten aus, so daß sich die Remigiusberg-Schichten nach oben kontinuierlich in eine rote, grobklastische Fazies fortsetzen. Die dortige Randfazies kann nicht mehr in die einzelnen Schichten unterteilt werden und wird hier gesondert behandelt (S. 33).
- Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke nimmt die Rotfärbung stark ab, so daß die unteren Remigiusberg-Schichten mehr oder weniger graugefärbt sind. In den Bohrungen Meisenheim 1 und Odernheim 1 sowie in der Ummantelung des Lemberg bei Oberhausen/Nahe wird die Untergrenze deshalb an eine unterschiedlich mächtige, graue Konglomerat-Bank gelegt, über der bei Oberhausen einige wenige, dünne, rötliche Siltstein-Lagen vorkommen (LENZ 1965; SCHÄFER 1986, S. 348). Einige Meter unter diesem Konglomerat tritt in den obersten Breitenbach-Schichten eine dünne Kohle-Bank auf. Die obersten Breitenbach-Schichten sind über weite Strecken (Raum St. Wendel, Raum Lauterecken-Wolfstein) durch die Existenz von ein bis drei Kohleflözen gekennzeichnet, während diese in den unteren Remigiusberg-Schichten sehr selten sind und auf lokale Vorkommen in der randlichen Fazies beschränkt sind. Deshalb erscheint diese Grenzziehung aus lithofaziellen Gründen gerechtfertigt.

Die Remigiusberg-Schichten sind erstaunlicherweise in der südwestlichen Randfazies (im Raum Dirmingen) mit 130 m am mächtigsten. Sie sind dort fast durchgehend rot gefärbt und nur im unteren Drittel feinklastisch (überwiegend Silt/Feinsandsteine mit vereinzelt Karbonatbänken und einem lokalen Kohleflözchen) ausgebildet. Die oberen Zweidrittel sind grobklastisch (Grobsandstein und Konglomerat). Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit schnell auf 110 bis 100 m ab. Ab dem Raum nordöstlich St. Wendel schalten sich verschiedene, mehr oder weniger über die gesamte Abfolge verteilte Grauhorizonte, bestehend aus Silt-/Feinsandsteinen, teilweise mit Karbonaten und nur selten mit Tonsteinen, ein. Im Raume nordöstlich Kusel und im Raume Wolfstein (nahe der Sattelachse) geht die Mächtigkeit weiter auf 80 m, bzw. 60 m zurück. Diese geringmächtige Fazies ist durch die Seltenheit grobklastischer Einschaltungen (Mittel-/Grobsandsteine, Konglomerate) und durch die fast geschlossene Rotfärbung gekennzeichnet. In dem bereits oben erwähnten NE-Abschnitt der Saar-Nahe-Senke kehren sich die Verhältnisse wieder um: Die Mächtigkeit nimmt auf schätzungsweise 100 bis 115 m zu (exakte Werte liegen nicht vor, da sämtliche Profile tektonisch gestört sind); die Rotfärbung tritt gegenüber der Graufärbung zurück; nur die Seltenheit grobklastischer Einschaltungen, die ja aus dem Südwesten geliefert wurden (SCHÄFER 1980), bleibt.

Eine Korrelation innerhalb der Remigiusberg-Schichten ist generell wegen des raschen lateralen Fazieswechsels sehr schwierig. Am ehesten halten bestimmte Grobhorizonte (Konglomerate, konglomeratische Grobsandsteine) durch. Bei genauer Kartierung zeigt sich aber, daß auch sie lokal auskeilen. Genaugenommen dürfte also nicht von Konglomerat-Bänken, sondern nur von Konglomerat-führenden Abschnitten gesprochen werden, denn es ist nicht nachzuweisen, daß die Konglomerate immer exakt dieselbe stratigraphische Position haben. In den bisher publizierten Gliederungen werden zwei Konglomerat-Bänke mit Leitwert genannt:

- Das Dirmingen-Konglomerat, mit dem FALKE (1954, 1974) die Basis der Remigiusberg-Schichten und damit des Rotliegend definiert.
- Das „Remigiusberger Leitkonglomerat“, das SCHÄFER (1986) in den Bohrungen nahe der Hangend-Grenze der Remigiusberg-Schichten nachgewiesen hat.

Das Dirmingen-Konglomerat hat seine Typus-Lokalität in der südwestlichen Randfazies bei Dirmingen (TK 25 Ottweiler, R 25 7342 H 54 7468; LENZ 1965, Anl. 1). Es liegt dort im mittleren Abschnitt der Remigiusberg-Schichten, und es läßt sich aus dem südwestlichen Verbreitungsgebiet bis in den Raum südwestlich St. Wendel gut verfolgen. Es wird nämlich von einem Tuff (Dirmingen-Tuff) unterlagert, und ca. 15 bis 20 m oberhalb befindet sich ein weiterer Tuff, den ich Lochmühle-Tuff (Typus-Lokalität: Bachriß bei der Lochmühle, westlich Hierscheid, TK 25 Heusweiler, R 25 7108 H 54 7335) nenne. Beide Tuffe keilen südwestlich St. Wendel aus. Das Dirmingen-Konglomerat hält dagegen noch bis südöstlich St. Wendel (Werschweiler) durch, wo es schließlich auch auskeilt. In diesem Raum schalten sich andererseits zwei neue Konglomerate ein (DROZDZEWSKI 1969, S. 89):

- Ein Konglomerat dicht oberhalb der Basis der Remigiusberg-Schichten, das ich hier nach seiner Typus-Lokalität im Jungenwald bei Dörrenbach (TK 25 St. Wendel, R 25 9020 H 54 7882; DROZDZEWSKI 1969, S. 89) als Jungenwald-Konglomerat neu benenne.
- Ein oberes Konglomerat ca. 20 m unter der Hangend-Grenze, das dem Remigiusberger Leitkonglomerat sensu SCHÄFER (1986) entsprechen könnte.

Das Jungenwald-Konglomerat läßt sich unter lokalem Aussetzen (im Raum Altenkirchen, nordöstlich Kusel und bei Wolfstein) auf der Nordwestflanke der Kuppeln bis südlich Lauterecken und auf der Südostflanke im Raum Brücken-Friedelhausen verfolgen. Auch im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke ist es wahrscheinlich am Lemberg-Rand und in den Bohrungen Meisenheim I und Odernheim I (SCHÄFER 1986) vorhanden. Jedoch wurde es von FALKE (1954, 1974) und auch von SCHÄFER (1986) als Dirmingen-Konglomerat angesprochen. Da es aber mit dem Konglomerat am Locus typicus Dirmingen eindeutig nicht identisch ist (LENZ 1965; DROZDZEWSKI 1969), ist diese Benennung unhaltbar.

Das Remigiusberger Leitkonglomerat kann man aus dem Raum südöstlich St. Wendel unter lokalem Aussetzen bis nordöstlich Kusel verfolgen. Am SE-Rand der Kuppeln fehlt es in der Regel; es wird dort möglicherweise lokal durch einen konglomeratischen Grobsandstein vertreten. Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke ist es am Lemberg-Rand und in den Bohrungen gut nachzuweisen. Dort beträgt sein Abstand zur Hangend-Grenze ca. 10 bis 20 m, im Raum Kusel dagegen 30 m bei geringerer Gesamtmächtigkeit der Remigiusberg-Schichten. Möglicherweise handelt es sich also bei Kusel und im NE-Teil nicht um exakt dasselbe Konglomerat. Ohne verlässliche Begleithorizonte läßt sich allerdings diese Vermutung nicht erhärten.

Die verschiedenen Graueinschaltungen innerhalb der Remigiusberg-Schichten haben keinen stratigraphischen Leitwert. Dasselbe gilt für die meist mit ihnen vergesellschafteten dunklen Tonsteine, Kohleflözchen und Karbonate. Dunkle Tonsteine sind selten. Sie treten nur lokal, jeweils 5 bis 10 m über der Basis der Remigiusberg-Schichten bei Dirmingen, süd-

lich Kusel und am Lemberg-Rand auf. Bei Dirmingen enthalten sie Muscheln, Ostracoden und Conchostraken (alle bisher unbestimmt), bei Kusel dagegen disartikulierte Fischreste (?*Acanthodes*, ?*Elonichthyiden*, Rhabdolepiden, Paramblypteriden, *Triodus*). Kohle tritt nur eng begrenzt in demselben stratigraphischen Niveau bei Dirmingen (zusammen mit dem dunklen Tonstein) und im Pfälzer Sattel bei Friedelhausen auf. Karbonate sind viel häufiger. In der südwestlichen Fazies sind sie auf die untere Hälfte der Remigiusberg-Schichten beschränkt; im gesamten übrigen Bereich verteilen sie sich mehr oder weniger über die gesamte Abfolge. Sie werden bis zu einem Meter mächtig und liegen in grauen, grünen oder roten Peliten. Ihre Farbe ist sehr variabel und umfaßt Hellgrau bis Dunkelgrau, Graugrün, Gelbbraun und Braunrot. Sie können als Kalksteine oder Dolosteine ausgebildet sein. In manchen Regionen, z. B. in Nähe der Kuppeln, enthalten sie Stromatolithen (selten vergesellschaftet mit isolierten Fischschuppen). Stellenweise, etwa südlich Kusel, kommen auch Lagen von Karbonat-Konkretionen vor.

#### Zusammenfassung

Die 60 bis 130 m mächtigen Remigiusberg-Schichten bestehen in typischer Ausbildung aus überwiegend rotgefärbten Psamiten mit Konglomerat-Lagen und mit pelitischen Einschaltungen. Karbonate treten meist über die gesamte Abfolge verteilt auf. Dunkle Tonsteine und räumlich eng begrenzte Kohleflözchen sind selten und auf den Abschnitt dicht über der Basis der Remigiusberg-Schichten beschränkt. An Fossilien kommen gelegentlich Kalkalgen und Lebensspuren vor; nur sehr untergeordnet treten disartikulierte Fischreste, Muscheln, Ostrakoden, Conchostraken und stark fragmentierte Pflanzenreste auf (Abb. 4).

Die Remigiusberg-Schichten sind in der südwestlichen Fazies am mächtigsten. Sie sind dort durchgehend rot gefärbt und arm an Karbonaten (nur im unteren Drittel). In nordöstlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit etwas, im Raum nordöstlich Kusel und in Nähe der Sattelachse auch stark ab. Es treten nun verschiedene Graueinschaltungen und Karbonate bis in den Top der Abfolge auf. Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke ist die Gesamtmächtigkeit wiederum hoch; die Abfolge ist relativ feinklastisch, reich an Karbonaten und überwiegend grau gefärbt (Rothorizonte fast nur in der oberen Hälfte). Bei generell starkem lateralem Fazieswechsel haben am ehesten drei lokal auskeilende Konglomerat-Niveaus stratigraphischen Leitwert:

- Das Jungenwald-Konglomerat tritt dicht über der Basis auf. Es fehlt in der südwestlichen Fazies und teilweise im Bereich der Kuppeln.
- Das Dirmingen-Konglomerat liegt etwa in der Mitte der Remigiusberg-Schichten und ist auf den SW-Teil der Senke beschränkt. Es wird dort von dem Dirmingen-Tuff unterlagert und ca. 20 m im Hangenden von dem Lochmühle-Tuff begleitet.
- Das Remigiusberger Leitkonglomerat sensu SCHÄFER (1986) liegt 10 bis 30 m unter Top. Es fehlt in der südwestlichen Fazies und teilweise im Bereich der Kuppeln. Eine eindeutige Korrelation der verschiedenen Vorkommen ist noch nicht gesichert.

Die Untergrenze der Remigiusberg-Schichten wird an den Beginn einer mächtigeren Rotfärbung, wo diese fehlt, an das Jungenwald-Konglomerat gelegt.

#### 3.2. Altenglan-Schichten

Synonymie: Altenglan-Schichten (BOY & FICHTER 1982; ATZBACH 1986; SCHÄFER 1986). Altenglaner Schichten (AMMON & REIS 1910; BITTER 1938; HABICHT 1953, 1954, 1966; FALKE 1954, 1974; DROZDZEWSKI 1969; ATZBACH & SCHWAB 1971; ATZBACH 1976, 1983). Mittlere graue Zone der Unteren Cuselerschichten (BURCKHARDT 1906). Mittlere Abteilung der Unteren Cuseler Schichten (REIS 1906).

Typus-Lokalität: Böschung der Bundesstraße 420 nördlich Altenglan (STAPF in ATZBACH et al. 1974, S. 58).

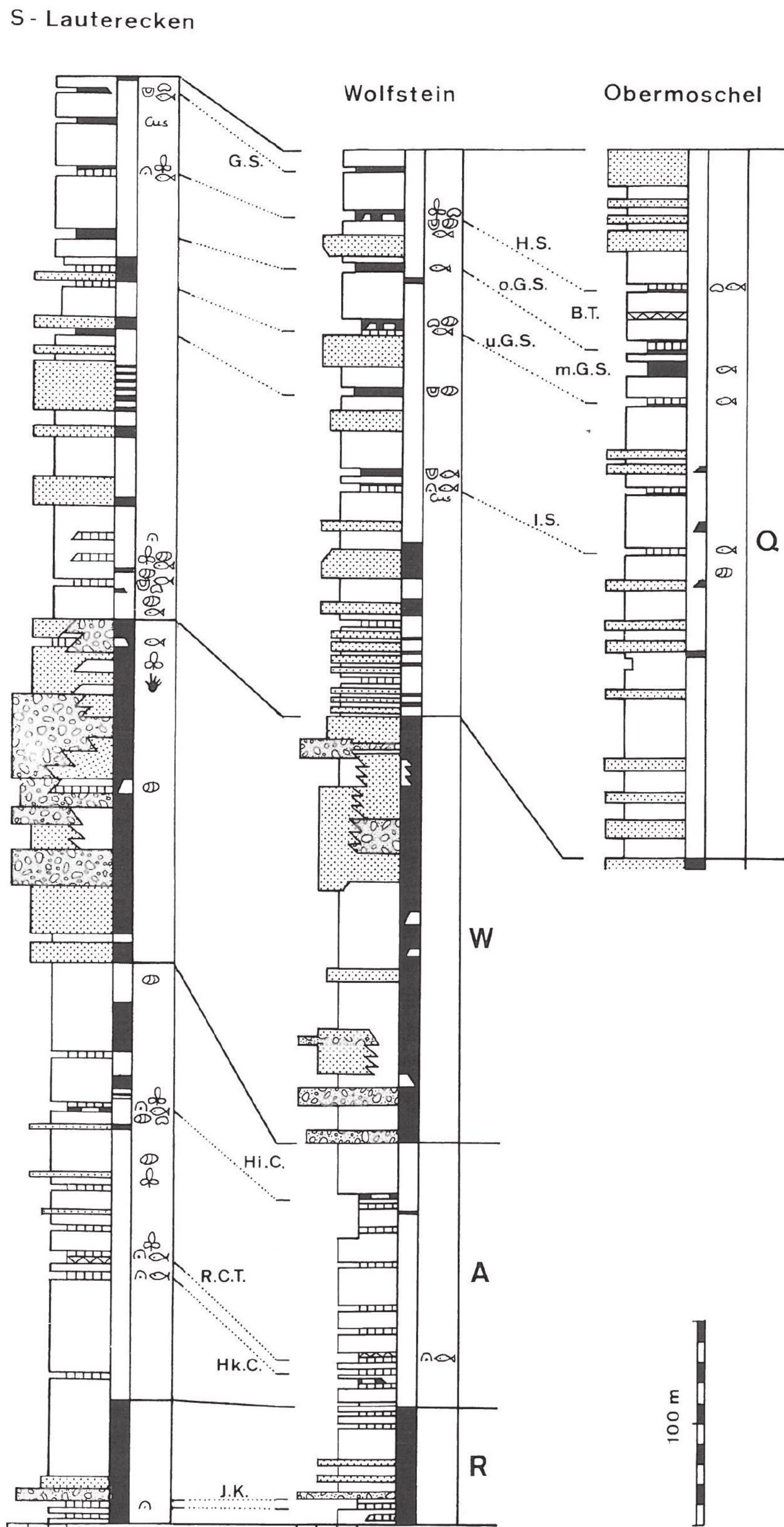


Abb. 3: Vereinfachte Sammelprofile der Abfolge Remigiusberg (R)- bis Quirnbach (Q)-Schichten auf der NW-Flanke (Lauterecken), der SE-Flanke (Wolfstein) und im Zentrum (Obermoschel) des Pfälzer Sattels sowie deren Korrelation. Nach eigenen Kartierungen, nach Ergebnissen der Diplomkartierungen DREYER, JÄHNE, NEGENDANK und nach STAPF (1970). Legende und Erläuterungen der Abkürzungen siehe Abbildung 2.

Die Altenglan-Schichten sind gekennzeichnet durch das Vorherrschen graugefärbter, pelitisch-feinsandiger Sedimente und durch den Reichtum an überwiegend dunklen Karbonaten. Sie repräsentieren weitflächige See-Ablagerungen, die stellenweise (besonders in der oberen Hälfte) von stärker sandigen, teilweise rotgefärbten Deltaeinschüttungen unterbrochen werden (SCHÄFER 1986, S. 281). Sie sind reich an Kalkalgen (in Form von Onkoiden und Stromatolithen); relativ häufig sind disartikulierte Fischreste (Rhabdolepiden); relativ selten sind Pflanzenreste (überwiegend Walchien) und Muscheln; noch seltener sind Conchostraken und Ostrakoden, und ausgesprochen selten sind Tetrapodenfährten (BOY & FICHTER 1982) und Tetrapoden (BOY 1987).

Die Basis der Altenglan-Schichten wird definiert durch das Einsetzen grauer Pelite (die stellenweise Karbonate, selten Feinsandsteine enthalten) über der obersten Rotlage, bzw. über der obersten sandig-konglomeratischen Bank der Remigiusberg-Schichten. Diese Faziesgrenze ist wohl relativ isochron. In ihrem Top enthalten die Altenglan-Schichten in der Regel verschiedene Rotlagen. In der Vergangenheit (FALKE 1954, STAPF 1970, ATZBACH 1986) wurde die Hangendgrenze mit dem ersten Einsetzen rotgefärbter Sedimente (die den Wahnwegen-Schichten zugerechnet wurden) über den obersten, grauen, karbonatführenden Lagen der Altenglan-Schichten gezogen. Ich definiere sie hier anders: Mit dem Wechsel von der siltig-feinsandigen Sedimentation der Altenglan-Schichten zu der vorherrschend grobklastischen Sedimentation (Mittel-/Grobsandsteine, Konglomerate) der Wahnwegen-Schichten (Begründung S. 26). Diese neudefinierte Grenze liegt in manchen Profilen 10 bis 40 m höher als die traditionelle Grenze. In beiden Fällen ist sie streckenweise nicht isochron.

Die stratigraphische Gliederung und Faziesentwicklung der Altenglan-Schichten wurde bereits eingehend von STAPF (1970) untersucht. Dieser unterscheidet generell folgende stratigraphische Abschnitte (STAPF 1970, Abb. 21):

- Im unteren Drittel der Altenglan-Schichten verschiedene lokale Karbonatbänke und in dessen Top zwei markante Leitbänke, die relativ dicht übereinander liegen: Kalksteinzone 1 (= Hauptkalksteinzone) und Kalksteinzone 2.
- Im mittleren Drittel Kalksteinzone 3 und in deren Top die „Altenglaner Rotfazies“.
- Im oberen Drittel die nur lokal nachweisbaren Kalksteinzonen 4 und 5 sowie die darüber liegende „Kohlenflözzone“. An letztere schließen sich die meist wechselnd rot- und graugefärbten höchsten Sedimente an, die von STAPF größtenteils den Wahnwegen-Schichten zugerechnet werden (s. oben).

Auf der NW-Flanke des Pfälzer Sattels zeigen die Altenglan-Schichten folgende laterale Entwicklung: Ihre größte Mächtigkeit haben sie mit 210 m südlich Lauterecken in der Nordumrandung des Königsberges. Nach Südwesten werden sie rasch geringmächtiger: 130 m nordöstlich Kusel bei Altenglan, 110 m südlich Kusel. In dieser Normalfazies sind die Kalksteinzone 1 (hier Hauptkalk-Bank genannt), die Kalksteinzone 2 (hier Reckweilerhof-Karbonat genannt) und die Kohlenflözzone (hier Hirschfeld-Kalkkohle-Bank genannt) gut entwickelt. Die Kalksteinzone 3 ist nicht durchgehend zu verfolgen. Die „Altenglaner Rotfazies“ ist auf wenige dünne Lagen unterhalb der Hirschfeld-Bank beschränkt. Die im Top liegende Rotfazies nimmt von Nordosten nach Südwesten stark an Mächtigkeit ab. In ihrer weiteren Fortsetzung nach Südwesten haben die Altenglan-Schichten bis in den Raum südöstlich St. Wendel eine relativ konstante Mächtigkeit von 70 bis 80 m. Die Rotfazies ist dort stärker verbreitet. Sie kommt auch, lateral sehr wechselnd im mittleren und unteren Abschnitt der Altenglan-Schichten vor. Die Hangend-Grenze gegen die Wahnwegen-Schichten rückt nach Südwesten bis dicht über die Hirschfeld-Bank herunter. Die Karbonatbänke lassen sich nicht mehr so eindeutig korrelieren. Wahrscheinlich sind die Hauptkalk-Bank und die Reckweilerhof-Bank mehr oder weniger gut entwickelt. Gut zu verfolgen sind die Hirschfeld-Bank und

eine darunterliegende Karbonatbank (eventuell Kalksteinzone 4 sensu STAPF). Weiter im Südwesten im Raum Dirmingen umfassen die Altenglan-Schichten nur noch 30 m. Darin liegen mehrere Karbonatbänke, die immer schwerer zu korrelieren sind. Am wahrscheinlichsten sind die Hauptkalk-Bank und die Reckweilerhof-Bank sowie die „Kalksteinzonen 4 und 5“. Die Hirschfeld-Bank fehlt, möglicherweise weil dieser stratigraphische Abschnitt durch die Fazies der Wahnwegen-Schichten vertreten wird. Auch ist die gesamte obere Hälfte der hier noch verbleibenden Altenglan-Schichten rot gefärbt. Wenige Kilometer weiter südwestlich keilen die Altenglan-Schichten im Raum Lebach aus.

Im Gegensatz zu dieser Randfazies ist im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke eine beckenzentrale Fazies mit auffallend vielen Karbonathorizonten (insbesondere auch im unteren Drittel) entwickelt. Wegen verschiedener Störungen in den lokal eng begrenzten Profilen sind keine eindeutigen Mächtigkeitsangaben möglich (wohl nicht unter 110 bis 120 m). Von den Karbonatbänken ist nur die Hirschfeld-Bank ohne Schwierigkeiten anzusprechen. Die Hauptkalk-Bank ist wahrscheinlich, wie überall, gut entwickelt. Die Rotfazies ist auf den obersten Abschnitt (oberhalb der Hirschfeld-Bank und in der Bohrung Meisenheim 1 auch darunter) beschränkt. Auf der SE-Flanke und im Kern des Pfälzer Sattels sind die Altenglan-Schichten im Raum Wolfstein-Friedelhausen ca. 130 m mächtig und mit der Normalfazies im Raum Kusel-Lauterecken gut zu vergleichen.

Stratigraphischen Leitwert haben fast nur die Karbonatbänke, denn Grobhorizonte fehlen. Rothorizonte zeigen starken lateralen Wechsel und Kohleflöze kommen, mit Ausnahme der Hirschfeld-Bank, nur lokal im unteren Drittel der Altenglan-Schichten (bei Altenkirchen, bei Wolfstein und am Lemberg) vor. Die Karbonate (meist Kalksteine, selten Dolosteine) sind überwiegend mittel- bis dunkelgrau und mikritisch. Sie sind lagenweise bitumenhaltig und/oder laminiert. Einzelne Bänke enthalten Kalkalgen in unterschiedlicher Ausbildung. Oft werden sie von dunklen, bitumen- und karbonathaltigen Peliten begleitet. In diese können ebenfalls dünne Lagen von Mikroonkolithen und/oder Stromatolithen eingeschaltet sein. Von den oben bereits erwähnten Karbonatbänken sind allerdings nur zwei lithofaziell charakterisiert: Die Reckweilerhof-Bank (= Kalksteinzone 2) und die Hirschfeld-Bank (= Kohleflözzone). Die Ansprache aller übrigen Bänke ergibt sich lediglich aus ihrer Position im Profil.

Die untersten Karbonatbänke sind geringmächtig und lateral nicht über größere Strecken zu verfolgen. Die erste wichtige Leitbank (Kalksteinzone 1 nach STAPF) bezeichne ich hier nach ihrem alten Namen (Hauptkalkstein) als Hauptkalkstein-Bank. Sie war in erster Linie Ziel des weit verbreiteten bergmännischen Abbaues, denn sie ist bis zu 3 bis 4 m mächtig und nicht durch pelitische Zwischenlagen verunreinigt. Sie ist heute noch im Typus-Profil der Altenglan-Schichten aufgeschlossen. Für ihre Ansprache ist die Nähe (meist 4 bis 5 m) zu der im Hangenden folgenden Reckweilerhof-Bank wichtig. In der Regel ist sie verhältnismäßig fossilarm. Nur im Raum Kusel-Lauterecken führt sie Kalkalgen und isolierte Fischreste (Rhabdolepiden) sowie selten Pflanzen (Calamiten)-Reste, und im Raum Altenkirchen kam ein Tetrapode (*Sclerocephalus bavaricus*) zutage. Die Bank kann ohne Schwierigkeiten aus dem Raum Lauterecken bis in den Raum Altenkirchen und mit einiger Wahrscheinlichkeit bis in die südwestliche Randfazies verfolgt werden. Südöstlich St. Wendel wird sie lokal durch ein Kalkgeröll-Konglomerat ersetzt (DROZDZEWSKI 1969; STAPF 1970); dort wurde sie also nachträglich in einer Strömungsrinne aufgearbeitet. Auf der SE-Flanke der Kuppeln ist sie sicher nachzuweisen. In der an Karbonatbänken reichen NE-Fazies (Lemberg-Rand, Bohrungen Meisenheim und Odernheim) wird sie in der Regel ohne zusätzliche Indizien mit der mächtigsten Bank korreliert. Dieses alleinige Kriterium ist allerdings wenig überzeugend.

Die zweite Leitbank (Kalksteinzone 2 nach STAPF) wird hier nach der Typus-Lokalität süd-südwestlich Reckweilerhof (TK 25 Lauterecken, R 34 9906 H 54 9734, s. STAPF 1970, Anlage 18) die Reckweilerhof-Karbonat-Bank genannt. Sie ist nach den detaillierten Untersuchungen

VON STAPF (1970) über weite Strecken sehr gut zu erkennen. In der Regel ist sie etwa so mächtig wie die Hauptkalk-Bank, aber stärker mit pelitischen Zwischenlagen durchsetzt, und sie ist reich an Kalkalgen und disartikulierten Fischresten (Rhabdolepiden). STAPF (1970) gelang es in ihr zwei dünne (maximal 4 cm), nur wenige Dezimeter auseinander liegende Tuffbänder nachzuweisen. Auch oberhalb davon treten, allerdings nur lokal, vereinzelte Tuffbänkchen auf. Durch diesen, hier Reckweilerhof-Tuff genannten Leithorizont ist die Reckweilerhof-Bank hervorragend gekennzeichnet. Als weiteres Charakteristikum tritt im Raum Lauterecken-Kusel eine Mergellage mit teilweise artikulierten Fischresten (*Rhabdolepis*, *Triodus*) hinzu. Die gesamte Bank ist nordwestlich wie südöstlich der Pfälzer Kuppeln bis in den Raum Altenkirchen zu korrelieren. In der südwestlichen Fortsetzung fehlt der Tuff. Dort ist die Bank mit einiger Wahrscheinlichkeit, auf Grund ihrer Mächtigkeit und der Position zur Hauptkalk-Bank, bis in die Randfazies zu verfolgen. In der NE-Fazies fehlt ebenfalls der Tuff; dort entspricht sie mit einiger Wahrscheinlichkeit einer der mächtigeren Bänke im unteren Drittel der Altenglan-Schichten.

Über der Reckweilerhof-Bank folgt eine stellenweise an Feinsandsteinen reiche Abfolge, die zumindest in ihrem Top lagenweise rot gefärbt ist. Sie ist biofaziell durch Lagen mit Tetrapodenfährten (*Protritonichnites lacertoides*, *Saurichnites salamandroides*, *Dimetropus leisnerianus*), mit Conchostraken und mit der Conchostraken-Liegespur *Isopodichnus*, mit Muschelpflastern (*Anthraconaia*) und mit eingeschwemmten Pflanzenresten (Walchien) charakterisiert. Die ihr eingeschalteten Karbonatbänke (Kalksteinzonen 3, 4 und 5 nach STAPF) sind nicht besonders gekennzeichnet und deshalb auch nicht eindeutig zu korrelieren. Mit einiger Wahrscheinlichkeit lassen sich nur die dritte Karbonatbank im Raum Wolfstein-Lauterecken-Kusel und die vierte Karbonatbank aus dem Raum Altenkirchen bis in die südwestliche Randfazies verfolgen.

Die oberste Leitbank (Kohlenflözzone nach STAPF 1970) wird hier Hirschfeld-Kalkkohle-Bank genannt (Typuslokalität: Böschung am W-Hang des Hirschfelds südlich Bedesbach, TK 25 Kusel, R 26 0590 H 54 9257). In der Regel enthält sie ein dünnes Kohleflözchen, vergesellschaftet mit einem Karbonat, das geringermächtiger ist als das der anderen Leitbänke. Auch dieses Karbonat führt häufig Kalkalgen und disartikulierte Fischreste (Rhabdolepiden, seltener auch *Paramblypterus*). Etwa 1 bis 9 m darunter befindet sich die oberste Rotlage der oben genannten Abfolge, und in vielen Profilen schalten sich auch wenige Meter oberhalb die nächsten Rotlagen ein. Die Hirschfeld-Bank läßt sich mit erstaunlicher Beständigkeit aus dem Raum Lauterecken-Wolfstein bis südwestlich St. Wendel verfolgen. Auch in der weiteren Fortsetzung ist sie noch einige Kilometer, nun aber ohne das Kohleflöz, nachzuweisen. In der NE-Fazies liegt sie stellenweise in der typischen Ausprägung mit Karbonat und Kohle (am Lemberg-Rand), stellenweise nur als Karbonat mit dunklem Tonstein (Bohrung Meisenheim 1) vor. Die sich an die Hirschfeld-Bank nach oben anschließende, mehr oder weniger rot gefärbte Abfolge enthält in manchen Gebieten (Raum Altenkirchen und Lauterecken) noch eine letzte, unbedeutende Karbonatbank.

### Zusammenfassung

Die maximal 210 m mächtigen Altenglan-Schichten bestehen aus überwiegend grau gefärbten, pelitisch-feinsandigen Sedimenten, die reich an meist dunklen Karbonatbänken sind. Konglomerate und Grobsandsteine fehlen. Dunkle Tonsteine sind in Begleitung der Karbonate häufig. Kohleflözchen treten nur lokal im unteren Drittel sowie in der Hirschfeld-Bank auf. Häufig sind Kalkalgen (in verschiedenen Ausbildungsformen) und disartikulierte Fischreste (meist nur Rhabdolepiden); selten sind Muscheln und Pflanzenreste (überwiegend Walchien); sehr selten sind Ostrakoden, Conchostraken, Tetrapoden und Tetrapodenfährten (Abb. 4).



Die Altenglan-Schichten keilen in der südwestlichen Randfazies (Raum Lebach) aus. Sie sind dort nur 30 m mächtig, in der oberen Hälfte rot gefärbt und bereits reich an Karbonaten. Nach Nordosten wachsen sie im Großraum St. Wendel rasch auf 70 bis 80 m an. Dort enthalten sie verhältnismäßig viele, mehr oder weniger über die gesamte Abfolge verteilte Rotlagen. Im Großraum Kusel erreichen sie 110 bis 120 m Mächtigkeit. Rotlagen sind dort nur noch auf das obere Drittel beschränkt. Im Raum Lauterecken kommen sie mit 210 m auf ihre maximale Mächtigkeit. Diese Mächtigkeitszunahme ist teilweise auf ein Anwachsen des obersten, größtenteils rotgefärbten Abschnittes (auf Kosten der überlagernden Wahnwegen-Schichten) zurückzuführen. Am SE-Rand der Pfälzer Kuppeln sind die Altenglan-Schichten ähnlich aufgebaut wie nordwestlich im Raum Kusel–Lauterecken und 130 m mächtig. Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke werden in den tektonisch gestörten Profilen wenigstens 110 bis 120 m Mächtigkeit erreicht; auffallend ist die hohe Zahl an Karbonatbänken und die geringe Zahl an Rotlagen.

Die wichtigsten Leitbänke, die sich über den größten Teil des Beckens verfolgen lassen, sind:

- Die Hauptkalk-Bank (= Kalksteinzone 1 nach STAPF 1970), die häufig bergmännisch abgebaut wurde.
- Die Reckweilerhof-Karbonat-Bank (= Kalksteinzone 2 nach STAPF) mit dem Reckweilerhof-Tuff, nur 5 bis 8 m über der Hauptkalk-Bank.
- Die Hirschfeld-Kalkkohle-Bank (= Kohlenflözzone nach STAPF) im oberen Drittel der Altenglan-Schichten, die nur im äußersten Südwesten und stellenweise im Nordosten ihr Kohleflöz verliert. Weitere Karbonatbänke haben nur räumlich begrenzten Leitwert: Karbonatbank 3 (nach STAPF 1970) im Raum Wolfstein–Lauterecken–Kusel und Karbonatbank 4 (nach STAPF) im SW-Teil des Beckens.

Die Abgrenzung der Altenglan-Schichten nach unten erfolgt mit dem Einsetzen grauer Pelite (mit oder ohne Karbonate) und Feinsandsteine über den obersten Rotlagen der Remigiusberg-Schichten. Die Abgrenzung nach oben gegen die Wahnwegen-Schichten erfolgt, anders als in der Vergangenheit, nicht nach dem Farb-, sondern dem Korngrößenwechsel. Dadurch sind die Altenglan-Schichten hier bis zu 40 m mächtiger als in der älteren Literatur.

#### **4. Wahnwegen- und Quirnbach-Schichten**

Beide Schichten wurden von FALKE (1954) zur „Mittleren Kuseler Gruppe“ vereint, denn auch hier beweist sich FALKES Gliederungsprinzip: Die roten, ausgesprochen fluviatilen Wahnwegen-Schichten leiten den Rhythmus ein, und die größtenteils grauen, lakustrin-deltaischen Quirnbach-Schichten führen ihn zu Ende.

Ihre regionale Verbreitung ist ähnlich wie die der „Unteren Kuseler Gruppe“: In der südwestlichen Randfazies im Raum Lebach lassen sie sich noch nicht eindeutig abgrenzen. Ab dem Großraum St. Wendel sind sie mehr oder weniger geschlossen auf der NW-Flanke des Saarbrücker Sattels und auf der NW- wie SE-Flanke des Pfälzer Sattels bis in den Raum Lauterecken–Wolfstein zu verfolgen. Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke treten sie lediglich tektonisch isoliert in der Umrandung des Lemberges und am Südrand des Kreuznacher Rhyolithmassivs sowie nur mit ihrem oberen Teil in der Umrandung des Obermoscheler Intrusivs auf (DREYER et al. 1983; KRUPP 1981). Weitere Belege finden sich in den Bohrungen Meisenheim 1, Odernheim 1, Waldböckelheim 1 und Monzingen 1 (SCHÄFER 1986).

#### 4.1. Wahnwegen-Schichten

Synonymie: Wahnwegen-Schichten (BOY & FICHTER 1982; ATZBACH 1986; SCHÄFER 1986). Wahnweger Schichten (AMMON & REIS 1910; BITTER 1938; HABICHT 1953, 1954, 1966; FALKE 1954, 1974; DROZDZEWSKI 1969; ATZBACH & SCHWAB 1971; ATZBACH 1976, 1983). Börsborner Schichten (REIS 1906, 1921). Obere rote Zone der Unteren Cuselerschichten (BURCKHARDT 1906).

Typus-Lokalität: Im Raum Wahnwegen nicht bekannt.

Die Wahnwegen-Schichten sind charakterisiert durch das Vorherrschen überwiegend rot gefärbter, mittel-/grob sandiger bis konglomeratischer Sedimente und durch die Seltenheit grau gefärbter Pelite und Feinsandsteine (vereinzelt mit Karbonaten). Sie repräsentieren eine ausgesprochen fluviatile Sedimentationsphase, während der verzweigte Flußsysteme dominierten und sich nur lokal kurzlebige Seen bildeten. Sie sind fossilarm: Nur Kieselhölzer werden häufig gefunden; Pflanzenabdrücke (Walchien), Muscheln, disartikulierte Fischreste und Tetrapodenfährten sind selten.

Die Grenze nach unten gegen die Altenglan-Schichten wird, dem allgemeinen Charakter der Wahnwegen-Schichten gemäß, mit dem ersten Einsetzen mittelsandiger bis konglomeratischer Schüttungen definiert. Die bisher meist zur Grenzziehung benutzte Rotfärbung eignet sich weniger gut, da lokal auch mittlere Teile der Altenglan-Schichten beträchtlich rotgefärbt sein können. Beide Grenzen, die hier vorgeschlagene und die traditionelle, verlaufen streckenweise nicht isochron, wie insbesondere an der Position zur Hirschfeld-Bank in den Altenglan-Schichten abgelesen werden kann. Die Obergrenze gegen die Quirnbach-Schichten wird entsprechend mit dem Aussetzen der mittelsandigen bis konglomeratischen Fazies und dem ersten Erscheinen zumeist graugefärbter, pelitisch-feinsandiger Sedimente gezogen. Sie ist möglicherweise mehr oder weniger synchron, was sich allerdings nur lokal (etwa auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels) durch begleitende Karbonathorizonte in den basalen Quirnbach-Schichten belegen läßt. Auch hier wird dem Korngrößenwechsel der Vorrang gegeben gegenüber dem Farbwechsel (der bisher meist benutzt wurde). Abgrenzungsschwierigkeiten ergeben sich:

- In der südwestlichen Randfazies, da dort die unterlagernden Altenglan-Schichten auskeilen und sich die Unterschiede zu den überlagernden Quirnbach-Schichten verwischen. Dort sind die Wahnwegen-Schichten im Raum Lebach als eigene Einheit nicht mehr auszuhalten.
- In der NE-Fazies, wo lokal (etwa im Bahneinschnitt bei Oberhausen/Nahe) in der unteren Hälfte der den Wahnwegen-Schichten äquivalenten Abfolge gröberklastische Einschaltungen fehlen, so daß die feinerklastische Fazies der Altenglan-Schichten hoch hinaufreicht. Als isochrones Bezugsniveau eignet sich die Hirschfeld-Bank in den Altenglan-Schichten. Weitere Abgrenzungsprobleme gibt es in den Bohrungen.

Im SW-Teil der Saar-Nahe-Senke können die Wahnwegen-Schichten bis in den Raum südwestlich St. Wendel verfolgt werden. Sie sind dort 120 bis 130 m mächtig und eintönig zusammengesetzt: Rote Mittel-/Grob sandsteine herrschen vor; Konglomerate treten nur lokal im mittleren Abschnitt und ein feinerklastischer Grauhorizont nur im unteren Abschnitt auf. Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit bis in den Raum Altenkirchen langsam bis auf 160 m zu. Konglomerate treten dort nicht nur im mittleren Abschnitt, sondern auch an der Basis und im Top auf. Sie lassen sich auf begrenzte Strecken (maximal etwa 10 km) verfolgen. Lokal kommt auch wieder im unteren Abschnitt ein Grauhorizont vor. Im Raum südlich Kusel wächst die Mächtigkeit sprunghaft auf 220 m an. Bis dorthin liegt die Untergrenze dicht über der Hirschfeld-Bank der Altenglan-Schichten. Die Fazies wechselt nun in der Vertikalen wie in

der Horizontalen sehr stark. Auffallend ist die lokale Häufigkeit pelitisch-feinsandiger, teilweise auch grau gefärbter Abschnitte. Nordöstlich Kusel steigt die Mächtigkeit weiter auf 230 m an. Dort liegt die Basis ca. 40 m über der Hirschfeld-Bank, und die feinerklastischen Einschaltungen treten wieder sehr zurück. Grauhorizonte kommen nur in der unteren Hälfte vor. Im Raum südlich Lauterecken geht die Mächtigkeit auf 170 m zurück, offensichtlich teilweise zugunsten der obersten Altenglan-Schichten, denn der Abstand zur Hirschfeld-Bank beträgt nun 70 m. Im übrigen ist die Faziesentwicklung ähnlich wie nordöstlich Kusel. Dort wurden im mittleren Abschnitt Muscheln und im oberen Abschnitt disartikulierte Fischreste (Paramblypteriden), Pflanzenabdrücke (Walchien) sowie Tetrapodenfährten (mit den neuerscheinenden Arten *Limnopus palatinus*, *Saurichnites intermedius*, *Hyloidichnus arnhardti*) gefunden.

Auf der SE-Flanke der Pfälzer Kuppeln nimmt von Südwesten nach Nordosten die Mächtigkeit von 170 m auf 210 m zu; gleichzeitig werden die feinerklastischen, vereinzelt grau gefärbten Einschaltungen zahlreicher. Aus dem NE-Abschnitt der Saar-Nahe-Senke liegen leider keine ungestörten Profile vor. In den wenigen Übertageaufschlüssen am Rande des Lemberges existiert nur lokal als Basis der Wahnwegen-Schichten ein grobkörniger Sandstein ca. 10 m über der Hirschfeld-Bank. Darüber folgen wechselnd rot und grau gefärbte Pelite und Feinsandsteine. An einer anderen Stelle (Bahneinschnitt Oberhausen) fehlt, möglicherweise aus tektonischen Gründen, der basale Grobhorizont, so daß über der Hirschfeld-Bank eine ca. 80 m mächtige, pelitisch-feinsandige und vorwiegend grau gefärbte Gesteinsserie folgt. Nur die sich daran anschließenden 20 m sind vom Typ der Wahnwegen-Schichten. Dort kann also die Grenze Altenglan-/Wahnwegen-Schichten nicht festgelegt werden. Eine ähnliche Problematik zeigt sich in den Bohrungen. SCHÄFER (1986, S. 348-351) grenzt dort die Wahnwegen-Schichten gegen die Altenglan-Schichten mit einem Grobhorizont, den er Wahnwegen-Basiskonglomerat nennt, und gegen die Quirnbach-Schichten mit einem Grobhorizont, den er Wahnwegen-Grenzkonglomerat nennt, ab. Die Untergrenze könnte, soweit SCHÄFERS Abbildungen zu interpretieren sind, in den Bohrungen Odernheim 1, Waldböckelheim 1 und Monzingen 1 (nicht aber in Meisenheim 1) mit der hier vorgeschlagenen Grenze übereinstimmen. Die Obergrenze weicht dagegen in allen Bohrungen stark ab. SCHÄFER kommt nämlich zu einem Mächtigkeitsverhältnis Wahnwegen- zu Quirnbach-Schichten wie 2:1 (Waldböckelheim) bis 4:1 (Meisenheim), während dieses nach Oberflächenkartierungen (auch nach bisherigen Publikationen) 1:1,5 bis 1:1,2 beträgt. Offensichtlich hat SCHÄFER für die Obergrenze der Wahnwegen-Schichten Grobhorizonte aus den mittleren Quirnbach-Schichten benutzt.

Zur Gliederung und Abgrenzung der Wahnwegen-Schichten konzentrierte man sich bisher entweder auf die Rotfärbung oder auf Konglomerat-Horizonte. Konglomerate treten in den Wahnwegen-Schichten verhältnismäßig häufig in der gesamten Abfolge auf. Sie sind oft sehr grob und dann reich an Kieselhölzern. Man glaubte zwei mehr oder weniger durchgehende Konglomerat-Horizonte aushalten zu können: Das an der Basis der Wahnwegen-Schichten gelegene Basiskonglomerat und das dicht unter dem Top gelegene Grenzkonglomerat (z. B. FALKE 1954; ATZBACH & SCHWAB 1971). Detaillierte Kartierungen zeigen jedoch, daß sich in der Regel die Konglomerate als Einschaltungen in mächtigen Mittel-/Grobsandstein-Folgen verschiedenster stratigraphischer Position entwickeln und eine sehr begrenzte laterale Ausdehnung haben. Ohne zusätzliche markante Begleithorizonte sind sie stratigraphisch wertlos und sollten auch nicht benannt werden.

Ähnliches gilt für die Grauhorizonte. Sie lassen sich nur über kürzere Entfernungen verfolgen und treten in verschiedenen Niveaus, vorherrschend in der unteren Hälfte der Wahnwegen-Schichten, auf. In erster Linie setzen sie sich aus Silt- und Feinsandsteinen, stellenweise mit Karbonaten, zusammen; ausgesprochene Tonsteine sind selten. Die

Karbonate sind z. T. sehr unrein, und nur selten enthalten sie Kalkalgen (Mikroonkoide); lokal kommen sie auch als Caliche in den roten Überschwemmungsbetten der fluviatilen Fazies vor. In der Regel sind die Graueinschaltungen fossilarm; nur selten enthalten sie Muscheln. An einer Stelle in Rammelsbach bei Kusel war früher eine flache Rinnenfüllung aus grauem Siltstein mit einem kleinen Kohleflöz aufgeschlossen (ATZBACH & SCHWAB 1971, S. 16). Aus dem Hangenden des Flözes stammen Pflanzenreste (Pecopteriden, KERP & FICHTER 1985, S. 181).

Tuffe sind nur aus der südwestlichen Randfazies bekannt. Ein Tuff läßt sich im Raum Dirmingen aus der ungegliederten Randfazies bis in den mittleren Abschnitt der Wahnwegen-Schichten verfolgen. Ich nenne ihn hier Wetschert-Tuff (Typus-Lokalität: Bachriß im Wetschert westlich Dirmingen, TK 25 Lebach, R 25 7214 H 54 7632).

### Zusammenfassung

Die in typischer Ausbildung 120 bis 230 m mächtigen Wahnwegen-Schichten sind charakterisiert durch das Vorherrschen mehr oder weniger roter Mittel-/Grobsandsteine mit Konglomeratlagen, in denen stellenweise Kieselhölzer häufig sind. Die untergeordnet auftretenden roten Pelite und Feinsandsteine führen lokal Karbonate und sehr selten Pflanzenabdrücke und Tetrapodenfährten. Graue pelitisch-feinsandige Einschaltungen sind meist auf die untere Hälfte der Wahnwegen-Schichten beschränkt und enthalten stellenweise Karbonate sowie selten auch Muscheln, disartikulierte Fischreste und Pflanzen in Nähe eines lokalen Kohleflözes (Abb. 4).

Die Wahnwegen-Schichten lassen sich in der südwestlichen Randfazies bis in den Raum Dirmingen verfolgen. Sie sind dort geringmächtig und fast durchgehend grobklastisch sowie arm an Konglomeraten und Grauhorizonten (nur im unteren Drittel). Außerdem enthalten sie den Wetschert-Tuff, der für eine Parallelisierung mit der ungegliederten Randfazies wichtig ist. Nach Nordwesten nimmt die Mächtigkeit der Wahnwegen-Schichten allmählich bis in den Raum Altenkirchen zu; Konglomerate werden häufiger, Grauhorizonte bleiben aber selten und auf das untere Drittel beschränkt. Im Raum südlich Kusel steigt die Mächtigkeit sprunghaft an; die Abfolge ist nun stärker gegliedert und reicher an feinerklastischen, lagenweise auch grauen Einschaltungen. Letztere nehmen in der weiteren Fortsetzung nach Nordosten wieder ab; im Raum südlich Lauterecken geht auch die Mächtigkeit deutlich zurück. Eine vergleichbare Zusammensetzung zeigen die Wahnwegen-Schichten südöstlich des Pfälzer Sattels (mit einer Mächtigkeitszunahme von Südwesten nach Nordosten). Im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke sind sie geringmächtig, größtenteils feinklastisch (außer im oberen Drittel) und reich an Graulagen. Dort gibt es stellenweise in den Übertageaufschlüssen und insbesondere in den Bohrungen erhebliche Abgrenzungsschwierigkeiten sowohl gegen die Altenglan-Schichten als auch gegen die Quirnbach-Schichten.

Die Grenze der Wahnwegen-Schichten nach unten gegen die Altenglan-Schichten wird mit dem Beginn mittel-/grobsandiger Sedimentation definiert. Sie ist, ähnlich wie früher benutzte Definitionen (mit Beginn geschlossener Rotfärbung, mit dem „Basiskonglomerat“) nicht immer isochron. Aus der südwestlichen Fazies bis in den Raum südlich Kusel bleibt sie etwa in demselben chronostratigraphischen Niveau. In der weiteren Fortsetzung nach Nordosten rückt sie aber zunehmend nach oben, so daß die unteren Wahnwegen-Schichten an Mächtigkeit verlieren und die obersten Altenglan-Schichten entsprechend zunehmen. Sehr extrem ist dies im NE-Teil der Saar-Nahe-Senke, wo stellenweise nur noch das obere Drittel der den Wahnwegen-Schichten zeitäquivalenten Abfolge in der Fazies der Wahnwegen-Schichten vorliegt. Die Obergrenze gegen die Quirnbach-Schichten wird mit dem Aussetzen der mittel-/grobsandigen Sedimentation festgelegt.

#### 4.2. Quirnbach-Schichten

Synonymie: Quirnbach-Schichten (BOY & FICHTER 1982; ATZBACH 1986; SCHÄFER 1986). Quirnbacher Schichten (ATZBACH & SCHWAB 1971; ATZBACH 1976, 1983). Übergangsschichten (FALKE 1954). Übergangszone (HABICHT 1954, 1966). Unterer Glanzschiefer-Horizont der Odenbacher Schichten (BITTER 1938).

Typus-Lokalität: Autobahnböschung nördlich Quirnbach.

Mit Ausnahme des südwestlichsten Verbreitungsgebietes sind die Quirnbach-Schichten gekennzeichnet durch das Vorherrschen grauer Feinsandsteine und Siltsteine, denen untergeordnet Mittelsandsteine und relativ viele Tonstein-Horizonte (mit oder ohne Karbonate) eingeschaltet sind. Vorwiegend in den unteren Zweidrittel der Abfolge sind einzelne Lagen auch rotgefärbt. Diese Roteinschaltungen haben eine nur geringe laterale Erstreckung. Ausgesprochene Grobsandsteine und Konglomerate fehlen meist. Diese Schichten verkörpern eine wechselnde lakustrine bis deltaische Sedimentationsphase, während der die Seen keine so weite Ausdehnung wie zur Altenglan-Zeit hatten. Sie sind verhältnismäßig fossilreich. In mehreren Niveaus über die gesamte Abfolge verteilt treten Muscheln, Ostracoden, Conchostraken und verschiedene Fischreste, seltener auch Pflanzen, noch seltener Tetrapoden und ihre Fährten auf. Ein Charakterfossil der Quirnbach-Schichten ist das Problematikum *Cuselina*.

Die Untergrenze gegen die Wahnwegen-Schichten ist durch das erste Erscheinen grauer, feinsandig-pelitischer Horizonte gegeben. Nur auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels gibt es stellenweise (zwischen Wolfstein und Rothselberg) Abgrenzungsschwierigkeiten, weil dort die grobsandigen Wahnwegen-Schichten nach oben in eine überwiegend rotgefärbte Wechselfolge aus Mittelsandsteinen und Silt-/Feinsandsteinen übergeht. Man rechnet diese Abfolge am besten zu den Quirnbach-Schichten. Die so definierte Grenze könnte, mit Ausnahme der südwestlichsten Fazies ungefähr isochron sein. Die Obergrenze gegen die Lauterecken-Schichten ist mit wenigen Ausnahmen sehr gut durch Einsetzen des Feist-Konglomerates (= Basis Lauterecken-Schichten) markiert und verläuft mehr oder weniger isochron.

Unsere Kenntnis der Quirnbach-Schichten ist zur Zeit lückenhafter als die der anderen hier behandelten Schichten. So existiert mangels geeigneter Detailkartierungen eine Kenntnislücke in dem wichtigen Gebiet zwischen St. Wendel und Altenkirchen. In diesem Raum geht die „normale“, beckenzentrale Fazies in die stark abweichende randliche Fazies (im Raum St. Wendel–Lebach) über. Quirnbach-Schichten der typischen Ausbildung können wir also bislang nur bis in den Raum südlich Kusel verfolgen. Sie sind dort ca. 240 m mächtig. In den unteren Zweidrittel enthalten sie mehrere lokale Rotlagen und wenige Mittelsandstein-Bänke; Tonsteinhorizonte fehlen. Im oberen Drittel häufen sich dagegen die Mittelsandsteine und treten auch Tonstein-Horizonte auf; im Top sind einzelne Lagen auch rotgefärbt.

In nordöstlicher Fortsetzung werden die Quirnbach-Schichten nordöstlich von Kusel auffallend feinkörnig und wachsen sie auf 280 m an. Sie verlieren die meisten Mittelsandstein-Einschaltungen, und die Rotlagen bleiben auf die untere Hälfte der Abfolge beschränkt. Bei nur geringfügig wechselnder Gesamtmächtigkeit entwickeln sich die Schichten im Raum Lauterecken abwechslungsreicher als im Südwesten. Dunkle Pelit-Horizonte (häufig mit Karbonaten) treten nun im unteren wie im oberen Drittel der Abfolge zahlreich auf; Mittelsandstein-Bänke, häufig rotgefärbt, häufen sich im mittleren Drittel. Ähnlich mächtig und ähnlich abwechslungsreich sind die Quirnbach-Schichten auf der Südostflanke des Pfälzer Sattels im Raum Wolfstein–Rothselberg; nur ist dort ihr unterster Abschnitt größtenteils rotgefärbt und reich an Mittelsandsteinen.

Im Raum Meisenheim-Obermoschel, also auch im Kern des Pfälzer Sattels, wachsen die Quirnbach-Schichten unerwartet auf 350 m Mächtigkeit an. Sie enthalten dort nur noch eine dünne Rotlage, dafür aber viele Mittelsandstein-Bänke, die sich besonders im Top auffällig

häufen. Dunkle Pelit-Horizonte fehlen im obersten Abschnitt. Im Nordosten der Saar-Nahe-Senke, in der Umrandung des Lemberges, sind die Quirnbach-Schichten, ähnlich wie auch die anderen Schichten, in ihrer Mächtigkeit reduziert (auf ca. 160 m). Mittelsandsteine sind auf die obere Hälfte beschränkt, bilden aber, wie bei Obermoschel, in ungewöhnlicher Mächtigkeit den Top der Abfolge. Rotlagen kommen nur im unteren Abschnitt und dunkle Pelit-Horizonte nur in der oberen Hälfte (dort aber zahlreich) vor.

In der SW-Fazies im Raum südwestlich St. Wendel liegen die Quirnbach-Schichten nur noch mit ihrem unteren Abschnitt in normaler Ausbildung als mehr oder weniger graugefärbte Pelite und Feinsandsteine (mit einem lokalen Kohleflözchen) vor. Der mittlere und obere Abschnitt besteht aus einer lateral stark verzahnenden Abfolge aus grauen Silt-/Feinsandsteinen und roten Mittel-/Grobsandsteinen mit Konglomerat-Linsen. Diese Ausbildung ist auch charakteristisch für die ungegliederte Randfazies im Großraum Lebach. Die Untergrenze der Quirnbach-Schichten läßt sich von St. Wendel ungefähr bis in den Raum Dirmingen verfolgen. Die Obergrenze (an der Basis des Feist-Konglomerates) kann dagegen mehr oder weniger durch die gesamte südwestliche Randfazies gezogen werden.

Für die Korrelation innerhalb der Quirnbach-Schichten spielen grobklastische (Mittelsandstein-) Bänke und Rothorizonte keine Rolle, da sie lateral nur über kurze Entfernungen durchhalten. Dasselbe gilt für die Tuffe, die wir bisher nur aus dem Hauptabsenkungsgebiet im Bereich Meisenheim–Obermoschel kennen. Dort liegt eine feinkörnige Tuff-Bank im oberen Drittel der Quirnbach-Schichten (Breitwiesen-Tuff). Einzig geeignet sind dunkle Pelit-Horizonte mit oder ohne Karbonat-Lagen. Sie enthalten im oberen Drittel der Quirnbach-Schichten häufig Lagen mit kleinen Toneisenstein-Geoden. Die Tonsteine sind stellenweise als bituminöse, feinlaminierte sogenannte „Papierschiefer“ (SCHÄFER & SNEH 1984; RAST & SCHÄFER 1978) ausgebildet. Die Karbonate sind in der Regel weit geringmächtiger als die der Altenglan-Schichten, ebenfalls mittel- bis dunkelgrau und vorwiegend mikritisch, z. T. auch feinlaminiert. Einzelne Lagen karbonatischer Pelite oder seltener auch der Karbonate enthalten Mikroonkoide, bzw. Stromatolithen. Diese Kalkalgen-Bildungen häufen sich besonders im Bereich des Pfälzer Sattels zwischen Lauterecken und Wolfstein. Leider lassen sich die meisten Schwarzschiefer-Horizonte nicht über den größten Teil des Beckens verfolgen. Das gilt insbesondere für die Horizonte im unteren Drittel der Quirnbach-Schichten. Im oberen Drittel sind die Bänke am weitesten lateral verbreitet, was auf eine Vergrößerung der Seen schließen läßt. Die wichtigsten dieser Bänke sind:

- Gailbach-Bank: 6 bis 10 m unter der Hangendgrenze liegt ein nur wenige Dezimeter mächtiger Schwarzschiefer, der auf den Raum Kusel–Lauterecken beschränkt ist und der durch eine reiche Fauna (*Lioestheria lallyensis*, Ostracoden, Paramblypteriden, *Xenacanthus*) gut charakterisiert ist. Er ist lagenweise feinlaminiert und karbonatisch, lokal führt er Mikroonkoide. Sein wahrscheinliches Äquivalent jenseits des Pfälzer Sattels im Raum Wolfstein ist lithologisch ähnlich, aber ohne Fossilien. Ich nenne ihn die Gailbach-Schwarzschiefer-Bank (Typus-Lokalität: Weganschnitt im Gailbach-Tal bei Kusel, TK Kusel, R 33 8618 H 54 9086).
- Blochersberg-Bank: Dieser Schwarzschiefer liegt ca. 20 m unter Top und ist fossilarm (nur stellenweise *Lioestheria lallyensis* oder *Cuselina*). Man kann ihn mehr oder weniger gut aus dem Raum Kusel bis in den Raum Meisenheim verfolgen. Ich nenne ihn die Blochersberg-Schwarzschiefer-Bank (Typus-Lokalität: Bachriß am Südrand des Blochersberg bei Odenbach, TK Lauterecken, R 34 0319 H 55 0590).
- Hohenöllen-Bank: Ca. 50 m unter Top liegt im Raum Lauterecken ein dunkler Tonstein, der lateral wechselnd dünne Karbonat-Lagen enthalten kann und lokal auch als „Papierschiefer“ ausgebildet ist. Dieser führt häufig Kalkalgen (Mikroonkoide, und/oder Stromatolithen),

Makroflora (Pecopteriden), Fischreste (*Paramblypterus*, selten *Triodus*) und sehr selten auch Tetrapoden (*Apateon pedestris*). Südöstlich des Pfälzer Sattels entspricht ihm im Raum Wolfstein eine etwas abweichende, sehr geringmächtige Bank mit Pflanzenresten, Muscheln, Ostracoden, Conchostraken und Fischresten (*Paramblypteren*, *Triodus*, *Xenacanthus*). Im Sattelzentrum bei Obermoschel wird er vertreten durch einen karbonatführenden Schwarzschiefer mit Ostracoden und Fischresten (*Paramblypteren*). Ich nenne ihn die Hohenöllen-Schwarzschiefer-Bank (Typus-Lokalität: Straßenanschnitt bei Hohenöllen, TK 25 Lauterecken, R 340072 H 549871). 5 bis 8 m tiefer liegt im Raum Meisenheim-Obermoschel die Breitwiesen-Tuff-Bank (Typus-Lokalität: Straßeneinschnitt am Ortsrand Odenbach nördlich Breitwiesen, TK 25 Lauterecken, R 340094 H 550571).

- Galgenberg-Bänke: Je nach Gesamtmächtigkeit folgt 60 bis 90 m unter Top eine etwa 30 m umfassende Abfolge mit bis zu drei Schwarzschiefer-Horizonten, die jeweils etwa bis zu 10 m auseinander liegen. Diese sind am besten im Hauptabsenkungsgebiet bei Obermoschel entwickelt. Ich nenne sie die untere, mittlere und obere Galgenberg-Bank (Typus-Lokalität aller Bänke: Bachriß am SW-Fluß des Galgen-Berg bei Obermoschel, TK 25 Meisenheim, R 341278 H 550910/15). Die obere Galgenberg-Schwarzschiefer-Bank enthält nur im Typusgebiet teilweise unreine Karbonatbänke und ist fossilarm (selten *Paramblypteren*-Reste). Sie läßt sich im Raum Lauterecken-Wolfstein-Obermoschel nachweisen. Die mittlere Galgenberg-Schwarzschiefer-Bank ist auf den Raum Lauterecken-Obermoschel beschränkt. In typischer Ausbildung besteht sie aus karbonatführenden dunklen Peliten, die selten nur *Paramblypteren*-Reste enthalten. Bei Lauterecken ist sie, wohl als Randfazies, als unreines Karbonat innerhalb einer Rotfazies ausgebildet. Die untere Galgenberg-Schwarzschiefer-Bank kommt im Raum Lauterecken-Wolfstein-Obermoschel vor. Bei Obermoschel enthält sie dickere Karbonatlagen (mit *Paramblypteren*-Resten). Bei Wolfstein existiert nur eine dünne Karbonatlage (mit lokalem Muschelschill); in den Tonsteinen wurden dort *Paramblypteren*-Reste und Ostracoden nachgewiesen. Im Raum Lauterecken wird der Horizont durch unreine, fossilfreie Karbonate vertreten.

Im mittleren Abschnitt der Quirnbach-Schichten sind nur noch zwei dunkle Pelit-Horizonte mit begrenzter lateraler Ausdehnung nachzuweisen:

- Ca. 120 bis 125 m unter Top ein fossilärmer, karbonatfreier Schwarzschiefer beiderseits des Pfälzer Sattels bei Lauterecken und Wolfstein (dort mit Conchostraken und Muscheln). Ihm könnte im Raum Obermoschel ein dunkler, karbonatführender Pelit entsprechen.
- Ca. 165 (bzw. 200) m unter Top nur bei Wolfstein und Obermoschel eine karbonatreiche Bank, die häufig Fischreste (*Paramblypteren*), lokal bei Wolfstein auch Stromatolithen und *Cuselina* enthält. Ich nenne sie Immetshausen-Schwarzschiefer-Bank (Typus-Lokalität: Weg bei Immetshausen, TK 25 Wolfstein, R 340094 H 549483).

Einige der hier aufgezählten Bänke sind sicherlich auch in der geringmächtigen NE-Fazies am Lemberg-Rand vertreten, nur sind sie mangels vermittelnder Zwischenprofile – aus den Bohrungen liegen keine genügend detaillierten Daten vor – schwer zu korrelieren. Relativ gut gesichert erscheinen mir die Karbonat- und Fischreste-führenden Horizonte: Immetshausen-, untere und mittlere Galgenberg-Bank. Die beiden obersten Schwarzschiefer könnten der oberen Galgenberg- und der Hohenöllen-Bank entsprechen.

In der unteren Hälfte der Quirnbach-Schichten treten nur räumlich eng begrenzte Schwarzschiefer-Horizonte, bzw. Karbonat-Bänke auf. Am stärksten entwickelt und am ehesten fossilführend (Muscheln, Conchostraken, *Paramblypteren*, Pflanzen) sind sie beiderseits des Pfälzer Sattels im Großraum Lauterecken-Wolfstein. Im Verzahnungsgebiet mit der Rand-

fazies bei St. Wendel kommt ein besonders interessanter Schwarzschiefer, mit Stromatolithen an der Basis und mit reicher Fisch (*Paramblypterus*)- und Tetrapoden (*Apateon*, *Sclerocephalus*)-Fauna vor (Boy 1987, S. 38). Die begleitenden, teilweise rotgefärbten Sedimente enthalten Tetrapodenfährten, Pflanzen und selten Conchostraken.

### Zusammenfassung

Die Quirnbach-Schichten liegen in einer zur Randfazies überleitenden Übergangsfazies im Großraum St. Wendel und in einer 170 bis 350 m mächtigen Normalfazies vor. Erstere ist gekennzeichnet durch raschen lateralen und vertikalen Wechsel roter, größtenteils grobklastischer und grauer siltig-feinsandiger Sedimente sowie durch die Seltenheit, bzw. das Fehlen von Schwarzschiefern und Karbonaten. Letztere ist überwiegend siltig-feinsandig (mit vereinzelt Mittelsand-Einschaltungen) und graugefärbt. In ihren unteren Zweidrittel enthält sie eine lateral stark wechselnde Anzahl von Rothorizonten und von lokalen Schwarzschiefer-, bzw. Karbonat-Bänken. Das obere Drittel ist größtenteils frei von Rothorizonten und reich an pelitischen, stellenweise Karbonat- und Toneisenstein-führenden Bänken. In diesen sind Muscheln, Conchostraken und Fischreste (Paramblypteriden, selten *Triodus* und *Xenacanthus*) häufig. Seltener sind Ostracoden und Pflanzen; sehr selten sind Tetrapoden und deren Fährten. Ein Charakterfossil der Quirnbach-Schichten ist das Problematikum *Cuselina*.

Die Übergangsfazies ist über weite Strecken noch nicht untersucht (Raum St. Wendel–Altenkirchen). Südwestlich St. Wendel ist sie mit ca. 300 m sehr mächtig. Die „Normalfazies“ nimmt im Großraum Kusel von Südwesten nach Nordosten von 230 m auf 280 m Gesamtmächtigkeit zu. Sie ist dort arm an mittelsandigen Einschaltungen, und dunkle Pelithorizonte enthält sie nur im obersten Abschnitt. Bei gleichbleibender Mächtigkeit ist sie im Raum Lauterecken–Meisenheim und südlich des Pfälzer Sattels im Großraum Wolfstein reich an Mittelsandsteinen und an dunklen Peliten (mit oder ohne Karbonate). Im Sattelzentrum bei Obermoschel erreicht sie unerwartet mit 350 m ihre größte Mächtigkeit, und in ihrem obersten Abschnitt häufen sich die Mittelsandsteine; allerdings fehlen die meisten Rotlagen. In der NE-Fazies am Lemberg ist sie sehr geringmächtig und reich an dunklen Peliten; in ihrem obersten Abschnitt ist sie ebenfalls ausgesprochen mittelsandig entwickelt.

Als Leithorizonte (Abb. 4) sind nur die dunklen pelitischen Bänke (viele von ihnen mit Karbonaten), die nur eine mehr oder weniger begrenzte laterale Ausdehnung haben, geeignet. Am besten entwickelt sind sie im oberen Drittel der Quirnbach-Schichten:

- Der fossilreiche Gailbach-Schwarzschiefer (6 bis 10 m unter Top) kommt auf der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Großraum Kusel–Lauterecken sowie jenseits des Sattels im Großraum Wolfstein vor.
- Der fossilarme Blochersberg-Schwarzschiefer (ca. 20 m unter Top) ist auf die NW-Flanke des Pfälzer Sattels (von Kusel bis Meisenheim) beschränkt.
- Der fossilreiche Hohenöllen-Schwarzschiefer (ca. 50 m unter Top) wird beiderseits des Pfälzer Sattels in der Region Lauterecken–Meisenheim–Wolfstein–Obermoschel nachgewiesen und reicht eventuell bis in die NE-Fazies (Lemberg-Rand). Einige Meter tiefer wird er im Raum Meisenheim–Obermoschel von dem Breitwiesen-Tuff begleitet.
- Der fossilarme obere Galgenberg-Schwarzschiefer (60 bis 70 m unter Top) tritt ebenfalls beiderseits des Pfälzer Sattels in der Region Lauterecken–Meisenheim–Obermoschel–Wolfstein auf und erstreckt sich eventuell bis in die NE-Fazies.
- Der verhältnismäßig fossilreiche untere Galgenberg-Schwarzschiefer ist auf die Zone Wolfstein–Obermoschel–Lemberg beschränkt.



Im mittleren Abschnitt der Quirnbach-Schichten existieren nur zwei Horizonte mit beschränktem Leitwert:

- Ein fossilärer Schwarzschiefer (120 bis 125 m unter Top) im Großraum Lauterecken-Wolfstein, der eventuell über Obermoschel bis in die NE-Fazies reicht.
- Der relativ fossilreiche Immetshausen-Schwarzschiefer (165 m bzw. 200 m unter Top) erstreckt sich aus dem Raum Wolfstein über Obermoschel bis in die NE-Fazies.

Die Untergrenze der Quirnbach-Schichten wird durch das Erscheinen grau gefärbter, siltig-feinsandiger Gesteine über den obersten mittel-/grob-sandigen Lagen der Wahnwegen-Schichten definiert. Abgrenzungsschwierigkeiten gibt es nur am SE-Rand des Pfälzer Sattels. Die Obergrenze gegen die Lauterecken-Schichten ist sehr gut durch die Unterkante des Feist-Konglomerates markiert.

### 5. Südwestliche Randfazies

Im südwestlichsten, zutage tretenden Verbreitungsgebiet des Rotliegend, im Raum Lebach, sind die oben beschriebenen Schichten nicht mehr eindeutig auszuhalten. Nur die Remigiusberg-Schichten sind mit der „Normalfazies“ im Großraum St. Wendel zu vergleichen und über den Grau-Rot-Wechsel an der Basis, das Dirmingen-Konglomerat, den Dirmingen-Tuff und den Lochmühle-Tuff gut zu korrelieren. Jedoch ist ihre Obergrenze zu den Altenglan-Schichten nicht zu fassen, da letztere fehlen. Auch Wahnwegen- und Quirnbach-Schichten werden durch eine abweichende Fazies ersetzt.

Die ungegliederte Randfazies ist im Nordosten, also südwestlich von Dirmingen, mit 450 m sehr geringmächtig und wächst nach Südwesten auf 800 m an. Man kann sie dreiteilen:

- Der untere Abschnitt macht etwa ein Drittel der Gesamtabfolge aus und enthält die gesamten Remigiusberg-Schichten und möglicherweise noch Äquivalente der tiefen Altenglan-Schichten. Er ist durchgehend rotgefärbt. Seine untere Hälfte ist überwiegend siltig-feinsandig entwickelt und verkörpert fluviatile Überschwemmungsbett-Fazies in Verzahnung mit den Ablagerungen lokaler kleiner Seen (repräsentiert durch Karbonatbänke mit oder ohne Stromatolithen). Seine obere Hälfte hat stärker fluviatilen Charakter. Sie beginnt mit dem nach Südwesten stark anwachsenden Dirmingen-Konglomerat (das teilweise noch vom Dirmingen-Tuff unterlagert wird). Darüber folgt eine überwiegend feinsandige Serie, in der ein lokaler basaler Tuff und der Lochmühle-Tuff liegen. Den Abschluß bilden Grobsandsteine, die teilweise Konglomerat-Bänder enthalten.
- Der mittlere Abschnitt ist nur etwa halb so mächtig wie der untere Abschnitt. Er ist überwiegend fein- und grobsandig ausgebildet, und er besitzt an der Basis sowie nahe dem Top je eine feinklastische Graueinschaltung. Die untere Graulage ist geringmächtig und führt Pflanzenreste (vorwiegend Walchien) und Conchostraken; sie entspricht wahrscheinlich Teilen der Altenglan-Schichten. Die obere Graueinschaltung wechselt sehr in ihrer Mächtigkeit und enthält nur selten Pflanzenreste. Sie wird überlagert von einem Konglomerat, das den mittleren Abschnitt nach oben abschließt, und über dem sich nach Nordosten der Wetschert-Tuff einschaltet. Dieser Tuff liegt etwa in der Mitte der Wahnwegen-Schichten. Also entspricht der mittlere Abschnitt der Randfazies in etwa der unteren Hälfte der Wahnwegen-Schichten und großen Teilen der Altenglan-Schichten.
- Der obere Abschnitt hat sehr unterschiedliche Mächtigkeit. Im nordöstlichen Verbreitungsgebiet ist er, verglichen mit der Übergangsfazies im Raum St. Wendel, stark reduziert. Nach Südwesten schwillt er jedoch sehr rasch an, so daß er dort mächtiger wird als im Raum St. Wendel. Er läßt sich nicht weiter untergliedern, denn er ist gekennzeichnet durch vielfältigen vertikalen wie lateralen Wechsel graugefärbter, vorwiegend siltig-feinsandiger und

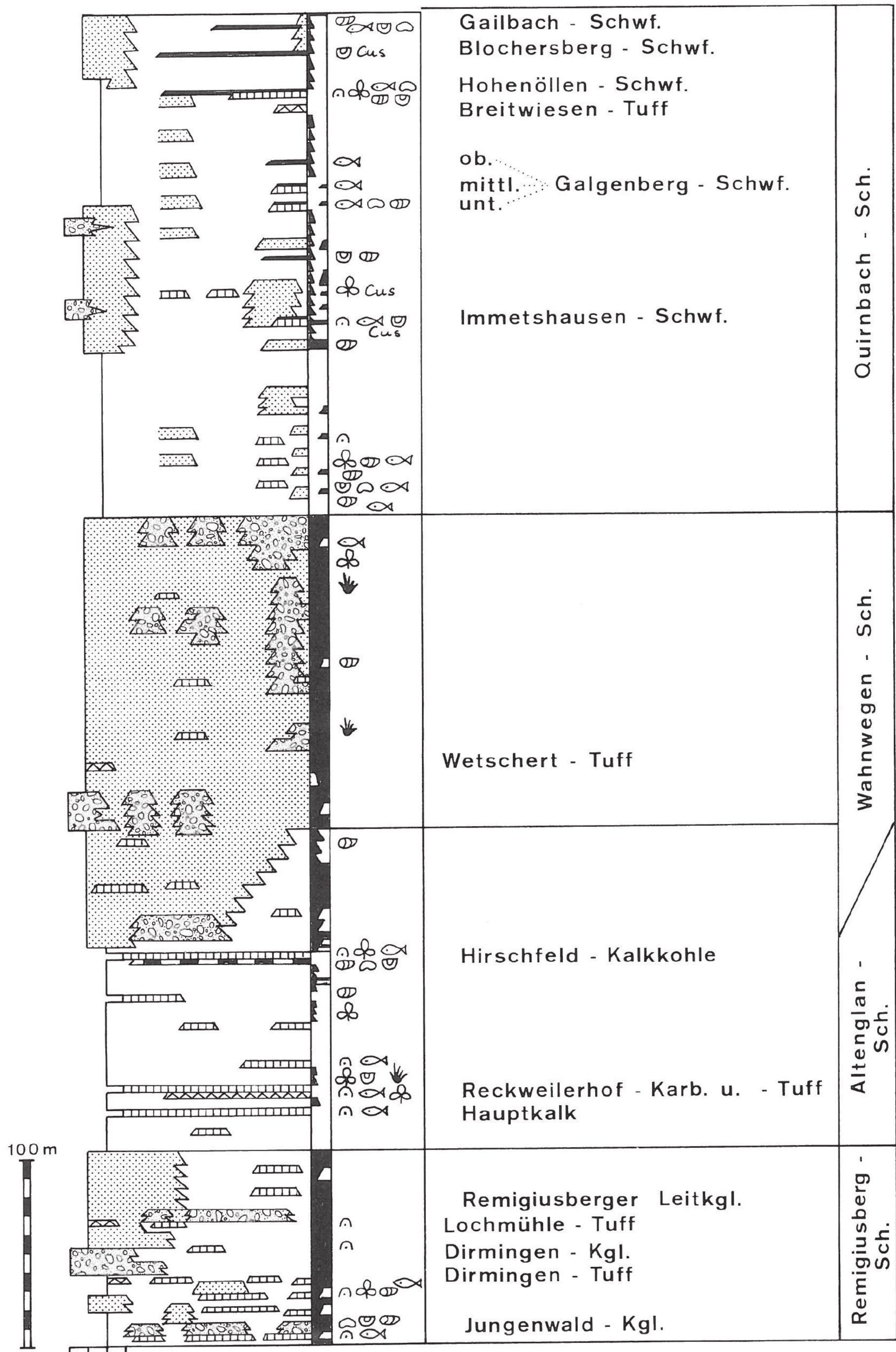


Abb. 4: Leitbänke und Fossilverteilung der Abfolge Remigiusberg- bis Quirnbach-Schichten. Legende siehe Abbildung 2.

rotgefärbter, überwiegend siltig bis grobsandiger, lokal auch konglomeratischer Gesteine. An Fossilien wurden nur in einer Graueinschaltung Conchostraken gefunden. Diese Abfolge verkörpert wechselnd fluviatile bis deltalische Sedimentationsverhältnisse und entspricht ungefähr der oberen Hälfte der Wahnwegen-Schichten und den gesamten Quirnbach-Schichten. Allerdings basieren diese Angaben auf der Annahme, daß das diese Abfolge überlagernde, wechselnd mächtige und lateral wechselnd ausgebildete Konglomerat-/Grobsandstein-Niveau dem Feist-Konglomerat entspricht. Die Oberflächenkartierungen sprechen dafür. Es gibt aber keine zusätzlichen Leitbänke, die diese Hypothese stützen könnten.

Aus den oben skizzierten Korrelationen ergibt sich, daß die Absenkungsgeschichte des südwestlichen, randlichen Beckenbereichs nicht konkordant ist mit der des übrigen Beckens. Hier lag, grob gerechnet zur Zeit der Remigiusberg- und der Quirnbach-Schichten, ein bedeutendes lokales Absenkungszentrum, das in der dazwischen liegenden Zeit (ungefähr äquivalent den Altenglan- und unteren Wahnwegen-Schichten) umgekehrt weit geringere Subsidenz als das übrige Becken zeigte. Diese wechselnd gegenläufige Entwicklung kann auch für die sich im Hangenden anschließende Abfolge belegt werden (Boy et al. in Vorber.).

## **6. Entwicklung des sedimentären Beckens und ihre möglichen Ursachen**

Die hier skizzierte, laterale wie vertikale Fazies-Verbreitung läßt auch Rückschlüsse auf die Entwicklungsgeschichte des Beckens zu. Diesbezüglich gibt es allerdings noch viele Kenntnislücken. Das liegt u. a. daran, daß die südwestliche und nordöstliche Fortsetzung wie auch der gesamte SE-Rand des Beckens von jüngeren Sedimenten bedeckt und nicht genügend erbohrt sind. In älteren Arbeiten (z. B. FALKE 1974) wird das Saar-Nahe-Becken als eine zumindest an ihrem NW-Rand tektonisch angelegte Senke gesehen, deren Verfüllung sich zur Zeit des Rotliegend in Form mehrerer Sedimentationszyklen vollzog. Die Ursachen dieser Zyklizität waren nicht klar, wurden aber oft mit tektonischen Bewegungen im sedimentliefernden Hinterland in Verbindung gebracht.

Entscheidende Fortschritte wurden durch die Untersuchungen von SCHÄFER (1980, 1986) und SCHÄFER & SNEH (1983) erzielt. Demnach wurde die Sedimentationsgeschichte des Saar-Nahe-Beckens gesteuert durch die Subsidenz des Ablagerungsraumes und tektonische Aktivität der umgebenden, hochgelegenen Beckenränder. Mit Beginn des Stephanium ist eine tektonische Umorientierung des Beckens und in der nachfolgenden Zeit eine verstärkte Absenkung, die während des tieferen Rotliegend ihren Höhepunkt erreichte, festzustellen. Für den hier untersuchten Zeitabschnitt gilt: Die Sedimente wurden größtenteils von Süden bis Südwesten geliefert und parallel zur heutigen tektonischen Beckenachse verfrachtet. Wahrscheinlich entwässerte das Becken nach Nordosten. Die stärkste Absenkung fand in Nähe der Hunsrück-Südrand-Störung statt und schritt im Laufe der Zeit nach Nordosten fort. Das Becken enthielt in seinem NE-Teil (im Bereich des heutigen Pfälzer Sattels) ein Hochgebiet mit verringerten Schichtmächtigkeiten, das auch durch seismische Untersuchungen bestätigt wurde (JORDAN & KOCH 1984). SCHÄFER (1986) erklärt die Sedimentationsgeschichte in direkter Abhängigkeit von den tektonischen Bewegungen im nahegelegenen Liefergebiet (Kristallin des Moldanubikum). Durch Hebungsrucken des Gebirges, bzw. Senkungsrucken des Beckens ausgelöst, setzen jeweils neue Sedimentationszyklen erster Ordnung ein. Ein solcher Zyklus beginnt mit dem Jungenwald-Konglomerat (bei SCHÄFER: „Dirmingen“-Konglomerat) und endet mit den feinklastischen Sedimenten der Altenglan-Schichten. Ein nächster Zyklus beginnt mit den Wahnwegen-Schichten und endet mit den Quirnbach-Schichten. Ein weiterer Zyklus setzt mit dem Feist-Konglomerat ein. Das Klima wird als konstant humid und damit ohne Einfluß auf die Sedimentationsgeschichte angesehen.

Viele der hier skizzierten Ergebnisse werden durch die vorliegende Untersuchung bestätigt (z. B. Richtung des Sedimenttransportes). Einige Ergebnisse erscheinen mir allerdings noch etwas vereinfacht und sollten durch weitere Untersuchungen verfeinert bzw. verbessert werden. Das betrifft die Ursachen der zyklischen Sedimentation und die Absenkungszentren im Becken. Dazu nur einige grundsätzliche Bemerkungen. Ausführliche Diskussionen werden an anderer Stelle folgen (Boy et al. in Vorber.).

Grundsätzlich wird die Sedimentationsentwicklung in einem Becken gesteuert von der Subsidenz des Beckens und von der das Becken erreichenden Wasser- und Sedimentzufuhr sowie von dem Klima (READING 1986). Die Sedimentzufuhr ist wiederum abhängig von Art und Größe des zuleitenden Entwässerungsgebietes (gesteuert durch extrabasinale tektonische Entwicklung) sowie von dem Klima. Die tektonische Gliederung und Entwicklung innerhalb des Saar-Nahe-Beckens kann mittels Mächtigkeitsvergleichen und Faziesrekonstruktionen in groben Zügen erkannt werden. Die Klimageschichte der Rotliegend-Zeit läßt sich nur mittels Mehrfaktoren-Analyse rekonstruieren. Das ist bis heute noch nicht geschehen. Morphologie und tektonische Entwicklung des sedimentliefernden Hinterlandes sind nicht mehr direkt zu studieren, sondern können nur noch vage aus der Sedimentationsentwicklung im Becken rückgeschlossen werden. Die bisher vorherrschende Theorie, daß die zyklische Sedimentation im Becken in erster Linie durch die tektonischen Prozesse im sedimentliefernden Hinterland gesteuert wurden (z. B. SCHÄFER 1986, S. 331), ist also gar nicht direkt zu beweisen, basiert also auf einer unbewiesenen Hypothese. BLAIR & BILODEAU (1988) zeigen sogar, daß diese Cyclothem-Theorie sehr fragwürdig ist und mit rezenten Beispielen häufig nicht im Einklang steht.

Nach BLAIR & BILODEAU (1988) bedeutet – die anderen Faktoren (z. B. Klima) als konstant vorausgesetzt – das Aufleben tektonischer Aktivität (also der Beginn des Zyklus) eine verstärkte relative Absenkung des Beckens, damit eine schnelle, weite Ausbreitung der lakustrinen Fazies, denn die zugeführte alluvial-fluviatile Fazies bleibt auf die stärker abfallenden Randgebiete beschränkt. Mit Nachlassen der Subsidenz kann die Verfüllung mit der Absenkung Schritt halten und kann sich die fluviatile Fazies über das gesamte Becken ausdehnen. Innerhalb des Saar-Nahe-Beckens kann eventuell dafür die hier nicht behandelte Abfolge von der Humberg-Bank (L-O 10 nach BOY & FICHTER 1982) bis zu den Oberkirchen-Schichten als Beispiel dienen. Die Humberg-Bank läßt sich mehr oder weniger über das gesamte Becken verfolgen; im Becken-Randbereich entspricht ihr das weit mächtigere untere Toneisenstein-Lager. Die durch diese Bank repräsentierte, plötzliche Absenkung war also am Beckenrand (im Bereich der Hunsrück-Südrand-Störung) am stärksten. Zuleitende Deltas müssen in der nicht aufgeschlossenen südwestlichen Fortsetzung des Beckens vermutet werden. Sie machen sich in den überlagernden Disibodenberg-Schichten stark bemerkbar. Unter anderem stießen sie von Süden in den Bereich der südwestlichen Pfälzer Mulde vor und füllten in immer neuen Schüben Silt- und Feinsande, teilweise in Form von Turbiditen (SCHÄFER 1986, S. 287), in das sich langsamer absenkende Seebecken ein. Von dem sich am stärksten absenkenden südwestlichen Randgebiet bei Lebach bis in den Raum nordöstlich Kusel ist eine zweite Schwarzschiefer-Bank, die auf die ersten Silt-/Sandschüttungen folgt, nachzuweisen. Sie wird im Südwesten als oberes Toneisenstein-Lager, sonst als Körborn-Bank bezeichnet. Sie zeigt an, daß diese Region kurzfristig wieder tiefer war und nicht von den Suspensionsschüttungen erreicht wurde. Nachdem der ehemals weit ausgedehnte See auf Grund der nachlassenden Subsidenz im Top der Disibodenberg-Schichten verfüllt worden war, breitete sich die fluviatile Fazies der Oberkirchen-Schichten weitflächig über das gesamte Becken aus.

Nur am Rande erwähnen möchte ich, daß auch eine andere Ursache für die hier geschilderte zyklische Sedimentation denkbar ist. Nach SCHÄFERS Ergebnissen entwässerte das Saar-Nahe-Becken nach Nordosten, wahrscheinlich über die Hessische Senke. Jedoch sind in dem

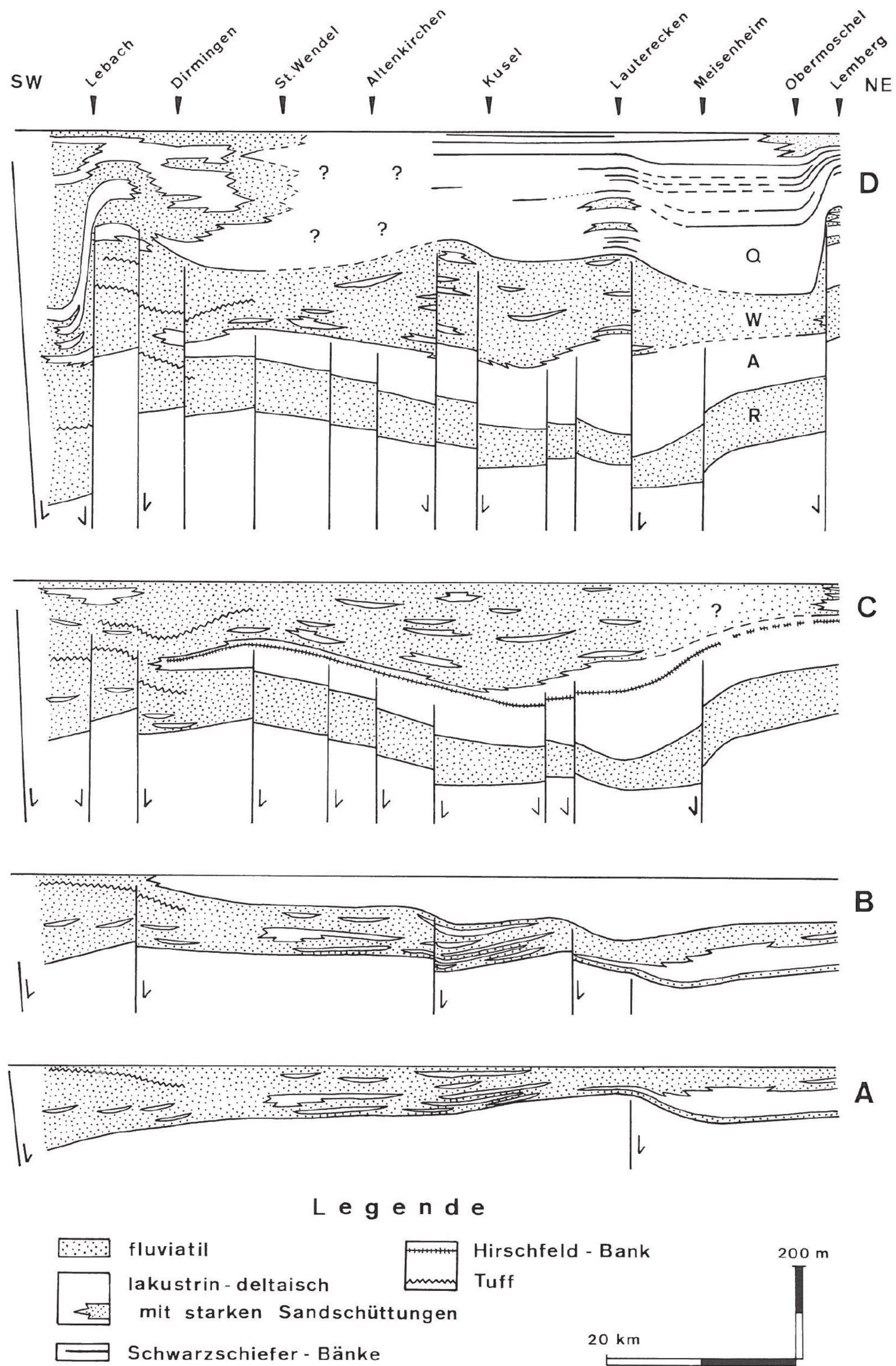


Abb. 5: Stark vereinfachte Faziesentwicklung der Abfolge Remigiusberg- bis Quirnbach-Schichten, im Längsschnitt durch die Saar-Nahe-Senke, mit sehr hypothetischer tektonischer Interpretation der regionalen Differenzierungen.

A - Zur Zeit Top Remigiusberg-Schichten.

B - Zur Zeit der Hirschfeld-Bank (obere Altenglan-Schichten).

C - Zur Zeit Top Wahnwegen-Schichten.

D - Kurz vor Ablagerung des Feist-Konglomerates (Top Quirnbach-Schichten).

sich nordöstlich anschließenden Gebiet der Wetterau keine Ablagerungen mit Oberkarbon- oder tiefem Rotliegend-Alter belegt (KOWALCZYK 1983). Eventuell existierte also zur Zeit des tiefen Rotliegend nur ein sehr schmaler Abfluß. Würde durch tektonische Bewegungen in diesem Gebiet der Abfluß blockiert, hätte es zur Folge, daß sich im Saar-Nahe-Becken – humides Klima vorausgesetzt – das Wasser zu einem rasch ausbreitenden See staute. Danach setzte dann die fortschreitende Verfüllung ein. Jedoch spricht die Faziesverteilung innerhalb des Beckens gegen dieses Modell.

Natürlich spielten auch die tektonische Entwicklung des Liefergebietes (über die Sedimentzufuhr) und möglicherweise klimatische Schwankungen für die Entstehung der Sedimentationszyklen erster Ordnung eine Rolle, denn die einzelnen Großzyklen sind ja recht verschieden. Der Einfluß von Tektonik und Klima wird in den von LÜTZNER (1988) entwickelten Sedimentationsmodellen berücksichtigt. Allerdings ist nicht mit so krassen Klimaschwankungen zu rechnen, wie sie LÜTZNER (1988, Abb. 12) vermutet. Dagegen spricht die große Einheitlichkeit von Flora und Fauna durch das gesamte tiefere Rotliegend.

Die Fazies der Remigiusberg-Schichten entspricht einer weit ausgedehnten Flußebene mit lokalen, kurzlebigen, flachen Seen (ungefähr wie in LÜTZNERS Modell 1). Die Subsidenz des Beckens war wahrscheinlich mäßig und innerhalb des Beckens relativ ausgeglichen; mit zwei Ausnahmen (Abb. 5 A): Im südwestlichsten Beckenteil bei Lebach war sie deutlich erhöht, und in Nähe des Pfälzer Sattels (Raum Lauterecken-Wolfstein) war sie verringert, was mit dem von SCHÄFER (1986, S. 314) postulierten „Hochgebiet“ im Bereich des Pfälzer Sattels übereinstimmt. Im SE-Teil des Beckens ist die Seen-Fazies selten. Von dem Großraum St. Wendel aus nach Nordosten nimmt sie im großen und ganzen in den Profilen zu, so daß sie im nordöstlichsten Beckenteil (Lemberg-Gebiet) sogar überwiegt, was eventuell mit einer Entwässerung des Beckens nach Nordosten in Verbindung zu bringen ist.

Die Altenglan-Schichten zeigen die Existenz eines, große Teile des Beckens bedeckenden, Sees an. Dieser war zu bestimmten Zeiten gleichmäßig flach, und die Sedimentzufuhr war, wie die Existenz der Karbonate beweist, zeitweise sehr gering. Seine plötzliche Entstehung kann nicht durch zunehmende Subsidenz erklärt werden. Möglicherweise hatte sich die Subsidenz des Beckens gegenüber der Remigiusberg-Zeit nicht wesentlich geändert. Entscheidend geändert hatte sich aber die regionale Differenzierung. Dort wo die Subsidenz vorher am stärksten war (im südwestlichen Randgebiet bei Lebach), war sie nun ungewöhnlich gering. Von dort aus nahm sie in nordöstlicher Richtung allmählich, zwischen Altenkirchen und Kusel, wo heute noch starke Querstörungen nachzuweisen sind, sprunghaft zu (Abb. 5 B). Lokal erhöht war sie, wo sie vorher gering war: Im Raum südlich Lauterecken. Die Verbreitung der Karbonate zeigt an, daß, außer im südwestlichen Beckenteil, das Relief sehr ausgeglichen war. Ein fortbestehendes „Hochgebiet“ im Bereich des Pfälzer Sattels wird von manchen Autoren vermutet (z. B. SCHÄFER 1986, S. 314), ist aber nicht eindeutig nachzuweisen. Hierbei ist zu erwähnen, daß im Sattelbereich mit synthetischen Störungen zu rechnen ist, die nur schwer zu erkennen sind und verlässliche Mächtigkeitsangaben erschweren. Der plötzliche Wechsel von den Remigiusberg- zu den Altenglan-Schichten kann wohl am ehesten durch drastische Änderungen in der Sedimentzufuhr und eventuell auch durch klimatischen Wechsel (Anstieg des Grundwasserspiegels?) erklärt werden. Deren Ursachen liegen allerdings noch im dunkeln.

Das Einsetzen der Wahnwegen-Schichten zeigt die im Laufe der Zeit nur langsam von Südwesten nach Nordosten fortschreitende Verfüllung des Altenglan-Sees und nachfolgende weitflächige Überdeckung mit Flußablagerungen an (Abb. 5 C). In dieser langlebigen Flußebene existierten relativ selten kleine, kurzlebige, flache Seen. Wahrscheinlich entstanden die Wahnwegen-Schichten infolge eines drastischen Wechsels in der Sedimentzufuhr, während sich die Subsidenz des Beckens nicht wesentlich änderte. Ob, damit verbunden, sich auch das

Klima änderte, ist schwer abzuschätzen. Nach den LÜTZNER-Modellen sprächen die Wahnwegen-Schichten für semiaride Verhältnisse (Modell 4). Ein Wechsel von semihumid bis humid (Altenglan-Schichten) zu semiarid ist jedoch in keiner Weise zu belegen. Lokale Kohle in den Wahnwegen-Schichten spricht nicht gerade dafür.

Die regionale Differenzierung innerhalb des Beckens war ähnlich wie zur Zeit der Altenglan-Schichten. Die Subsidenz nahm von Südwesten nach Nordosten bis in den Raum Kusel zu und blieb im restlichen Becken ungefähr gleich (Abb. 5 C), mit einer Ausnahme: Im nordöstlichsten Teil (Lemberg-Gebiet) ist die Abfolge ungewöhnlich geringmächtig. Falls nicht durch synthetische Störungen große Teile der Abfolge unterdrückt sind, würde dies für sehr geringe Subsidenz sprechen. Deutliche fazielle Unterschiede zu dem restlichen Becken sind jedoch nicht festzustellen. In der südwestlichen Randfazies bei Lebach ist außerdem zu erkennen, daß etwa ab Mitte der Wahnwegen-Schichten die Subsidenz lokal stark zunahm. Eventuell wurden damit schon frühzeitig und lokal die veränderten Bedingungen der Quirnbach-Zeit eingeleitet.

Die Quirnbach-Schichten zeichnen sich zum einen durch eine merkliche Faziesdifferenzierung aus: In der südwestlichen Region herrschten regional und zeitlich stark wechselnde, fluviatile und deltaisich-lakustrine Bedingungen, die nach Nordosten in rein lakustrin-deltaische Verhältnisse übergingen. Zum anderen änderte sich die Subsidenz innerhalb des Beckens gegenüber der Wahnwegen-Zeit. Sie wechselte nun regional stärker und kleinräumiger, was für eine Aktivierung vieler Querstörungen spricht (Abb. 5 D), und die seit der Altenglan-Zeit deutliche Trennung zwischen dem geringer absinkenden SE-Teil und dem Restbecken verschwand. Im äußersten Südwesten war sie, gegenläufig zur Altenglan- bis unteren Wahnwegen-Zeit, ungewöhnlich hoch. Eine andere Region deutlich erhöhter Subsidenz lag im Raum Obermoschel, also dort, wo sich zur Remigiusberg-Zeit vermutlich ein gering absinkendes „Hochgebiet“ befand, das sich wahrscheinlich schon ab der Altenglan-Zeit abschwächte oder möglicherweise verschwand (S. 38). Nahebei existierte im Lemberg-Gebiet eventuell eine Region geringer Subsidenz.

Auch in der Faziesverteilung zeigt sich für die unteren Quirnbach-Schichten ein rascher, lateraler Fazieswechsel, wie z. B. aus der Verbreitung der Schwarzschiefer oder der Rothorizonte abgelesen werden kann. Erst in den oberen Quirnbach-Schichten entwickelte sich ein ausgeglicheneres Relief. Mit Hilfe der Schwarzschiefer-Horizonte sind größere Seen nachzuweisen; deren Zentrum lag im Raum Lauterecken-Wolfstein-Lemberg. Ab der Hohenöllen-Bank dehnten sie sich nach Südwesten in den Raum Kusel aus. Im Top der Quirnbach-Schichten wird eine Verlagerung der Seezentren nach Südwesten noch deutlicher, weil in der nordöstlichen Region (Obermoschel-Lemberg) deltaisiche, den „Bausandsteinen“ ähnliche Sandschüttungen dominierten (Abb. 5 D). Die weitflächig-gleichmäßige Überlagerung der Quirnbach-Schichten durch das Feist-Konglomerat zeigt ein völlig ausgeglichenes Relief und tektonische Ruhe im Becken an.

Die wenigen, hier aufgezählten Daten lassen vermuten, daß der Wechsel von den Wahnwegen- zu den Quirnbach-Schichten im Zusammenhang stand mit einer tektonischen Reaktivierung des Beckens. Die Subsidenz nahm generell, wenn auch regional unterschiedlicher als vorher, zu, so daß die fluviatile Fazies auf den südwestlichen Beckenabschnitt, der zudem lokal stark absank, beschränkt blieb. So entstand ein flaches Relief, denn die Seen waren in der Regel nicht tief. Dieses wurde unter allmählicher Abnahme der Subsidenz verfüllt und ausgeglichen. Recht ungewöhnlich ist, daß kurz vor Ende der Quirnbach-Zeit Delta-Ablagerungen im NE-Teil des Beckens unter Umgehung des Raumes Lauterecken-Wolfstein auftauchten. Sie können nur, entgegen der üblichen Süd- bis Südwest-Herkunft (SCHÄFER 1986, Abb. 56), aus südsüdöstlicher Richtung geliefert worden sein. Ob sich mit dem Wechsel Wahnwegen-/Quirnbach-Schichten auch andere Faktoren (Sedimentzufuhr, Klima) änderten, läßt sich vor-

erst nicht abschätzen. Möglich ist, daß solche Änderungen mit dem häufig scharfen Wechsel (ohne ausgeprägtes coarsening up) von den obersten Quirnbach-Schichten zum Feist-Konglomerat auftraten.

Obwohl noch viele Detailuntersuchungen fehlen, zeichnet sich doch im großen und ganzen ab, daß die Sedimentations-Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens nicht monofaktoriell zu erklären ist. Sie war wahrscheinlich, zeitlich wechselnd, mal von dem einen Faktor, mal von dem anderen Faktor hauptsächlich bestimmt. Das Zusammenwirken mehrerer Faktoren ist für bestimmte Zeitabschnitte denkbar, nur bisher noch nicht im Modell faßbar.

### Schriften

- AMMON, L. VON & REIS, O. M. (1903): Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken (Nr. XIX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1:100 000). 182 S., 24 Abb., München.
- (1910): Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1:100 000). 186 S., 50 Abb., München.
- ATZBACH, O. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 Bl. 6311 Lauterecken. 114 S., 12 Abb., 11 Tab., Mainz.
- (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 Bl. 6212 Meisenheim. 101 S., 1 Abb., 10 Tab., Mainz.
- (1986): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 Bl. 6411 Wolfstein. 88 S., 2 Abb., 5 Tab., Mainz.
- ATZBACH, O. & DREYER, G. & STAPF, K. R. G. (1974): Exkursion in das Pfälzer Sattelgewölbe und seine Umrandung am 19. April 1974. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **56**, S. 47-78, 15 Abb., Stuttgart.
- ATZBACH, O. & SCHWAB, K. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 Bl. 6410 Kusel. 96 S., 8 Abb., 16 Tab., Mainz.
- BITTER, W. (1938): Lithogenesis des Ober-Karbons und Unter-Perms im Nordwestteil der Rheinpfalz. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **29**, S. 3-33, München.
- BLAIR, T. C. & BILODEAU, W. L. (1988): Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. – *Geology*, **16**, S. 517-520, 1 Abb., 1 Tab., Boulder.
- BOY, J. A. (1987): Die Tetrapoden-Lokalitäten des saarpfälzischen Rotliegenden (?Ober-Karbon–Unter-Perm; SW-Deutschland) und die Biostratigraphie der Rotliegend-Tetrapoden. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **16**, S. 31-65, 11 Abb., Mainz.
- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (?Ober-Karbon–Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **133**, S. 607-642, 7 Abb., Hannover.
- (1988a): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **176** (3), S. 331-394, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1988b): Ist die stratigraphische Verbreitung der Tetrapodenfährten im Rotliegend ökologisch beeinflusst? – *Z. geol. Wiss.*, **16** (9), S. 877-883, 2 Abb., Berlin.
- BURCKHARDT, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter. – *Geogn. Jh.*, **17**, S. 1-63, 28 Abb., 1 Taf., 1 geol. Karte, München.
- Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977): Stratigraphische Richtlinien. – *Newsl. Stratigr.*, **6** (3), S. 131-151, Berlin.
- DREYER, G. & FRANKE, W. R. & STAPF, K. R. G. (1983): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1:100 000. Mainz.



- DROZDZEWSKI, G. (1969): Sedimentation und Struktur des nordöstlichen Saarbeckens. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **18** (1/2), S. 77-117, 8 Abb., 2 Tab., Taf. 3-6, 1 geol. Karte, Karlsruhe.
- FALKE, H. (1954): Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **99**, S. 298-354, 2 Abb., 2 Tab., 1 Profil, Stuttgart.
- (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **56**, S. 1-14, 3 Abb., Stuttgart.
- HABICHT, H. (1953): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Lemberg- und Obermoscheler Kuppeln (Nordost-Pfalz). – *Z. dt. geol. Ges.*, **104**, S. 379-421, 5 Abb., Hannover.
- (1954): Zur Stratigraphie des Oberkarbons und des Unterrotliegenden im Bereich des Pfälzer Sattels. – *Mitt. Pollichia*, **3**, **2**, S. 94-111, 1 Tab., 1 Karte, Bad Dürkheim.
- (1966): Die permokarbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. – *Z. dt. geol. Ges.*, **115**, S. 631-649, 15 Taf., Hannover.
- HANEKE, J. (1987): Der Donnersberg. *Pollichia-Buch*, **10**, 147 S., 44 Abb., 2 Tab., 7 Kt., Bad Dürkheim.
- HANEKE, J. & GÄDE, C.-W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der rhyolithischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlentuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. – *Z. dt. geol. Ges.*, **130**, S. 535-560, 9 Abb., 3 Tab., Hannover.
- HAUBOLD, H. (1981): Probleme der Rotliegendestratigraphie. – *Z. geol. Wiss.*, **9** (4), S. 361-366, 2 Abb., Berlin.
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1980): Lithostratigraphischer Standard für das Permosiles im mittleren und südöstlichen Thüringer Wald. – *Z. angew. Geol.*, **26** (1), S. 10-19, 3 Tab., Berlin.
- HEIM, D. (1970): Die Tonsteine im Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre Beziehungen zu den Kaolin-Kohlentonsteinen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **120**, S. 297-307, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover.
- HOLUB, V. & KOZUR, H. (1981 a): Revision einiger Conchostracen-Faunen des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Conchostracen des Rotliegenden. – *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, **11** (2), S. 39-94, 10 Taf., Innsbruck.
- (1981 b): Die Korrelation des Rotliegenden Europas. – *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, **11** (5), S. 195-242, 4 Abb., 1 Tab., Innsbruck.
- JORDAN, F.-J. & KOCH, E. (1984): Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes. – *Erdöl-Erdgas-Kohle*, **100** (6), S. 222-228, 10 Abb., Hamburg.
- KERP, H. & FICHTER, J. (1985): Die Makroflora des saarpfälzischen Rotliegenden (?Oberkarbon-Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **14**, S. 159-286, 3 Abb., 19 Tab., 42 Taf., Mainz.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**, S. 1-99, 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Wiesbaden.
- KRUPP, R. (1981): Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen. – *Mitt. Pollichia*, **69**, S. 6-26, 10 Abb., 1 Tab., Bad Dürkheim.
- LENZ, R. (1965): Die Remigiusberger Schichten östlich Dirmingen (Saarland) und im Bereich der Pfälzer Kuppeln. *Diss. Mainz*, 118 S., 7 Abb., 3 Tab., 22 Anlagen, Mainz. – [unveröff.].
- LÜTZNER, H. (1988): Sedimentology and basin development of intramontane Rotliegend basins in central Europe. – *Z. geol. Wiss.*, **16** (9), S. 845-863, 15 Abb., Berlin.
- MARTENS, T. (1983): Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conchostraca (Phyllozoa, Crustacea) des Jungpaläozoikums der DDR, Teil II. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C384**, S. 24-48, 3 Abb., Leipzig.
- RAST, U. & SCHÄFER, A. (1978): Delta-Schüttungen in Seen des höheren Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **6**, S. 121-159, 24 Abb., 4 Prof., Mainz.

- READING, H. G. (Edit.) (1986): Sedimentary environments and facies. 2. Edit., 615 S., zahlreiche Abb., Oxford (Blackwell).
- REIS, O. M. (1906): Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. – Geogn. Jh., **17**, S. 93-233, 2 Taf., München.
- (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern (1:100 000). 320 S., 100 Abb., 1 Karte, München.
- SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes) – Konsequenz für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. – Z. dt. geol. Ges. **131**, S. 815-841, 10 Abb., 2 Taf., Hannover.
- (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **15**, S. 239-365, 63 Abb., 1 Tab., 29 Prof., Mainz.
- SCHÄFER, A. & SNEH, A. (1983): Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe Basin. – Geol. Rdsch., **72** (3), S. 1135-1146, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHNEIDER, J. (1982): Entwurf einer biostratigraphischen Zonengliederung mittels der Spiloblattinidae (Blattodea, Insecta) für das kontinentale euramerische Permokarbon. – Freiburger Forsch.-H., **C375**, S. 27-47, 5 Taf., 1 Abb., Leipzig.
- STAPF, K. R. G. (1970): Lithologische Untersuchung der Altenglänzer Schichten im saarpfälzischen Unterrotliegenden mit besonderer Berücksichtigung der Karbonatgesteine. Diss. Mainz, 231 S., 52 Abb., 15 Tab., Mainz. – [unveröff.].
- WEISS, E. & GREBE, H. (1889): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000 Blatt Lebach. 33. Lieferung, 47 S., 4 Fig., Berlin.

Anschrift des Autors: Prof. Dr. JÜRGEN A. BOY, Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, Postfach 3980, D-6500 Mainz 1.

Manuskript eingegangen am 13. 2. 1989