

Mitt. POLLICHIA	70	7-64	11 Abb.	Bad Dürkheim/Pfalz 1982
				ISSN 0341-9665

Karl R. G. Stapf

## **Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell\*)**

### **Kurzfassung**

STAPF, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. – Mitt. POLLICHIA, 70: 7–64, Bad Dürkheim/Pfalz.

Schwemmfächer- und Playa (Sabkha)-Sedimente sind die charakteristischsten Gesteine des Ober-Rotliegenden im Saar-Nahe-Becken.

Die Schwemmfächer-Ablagerungen bestehen aus mehreren hundert Meter mächtigen Breccien und Konglomeraten, in die geringmächtige Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Sie treten an den nördlichen und südlichen Beckenrändern oft kulissenartig auf und erstrecken sich zungenförmig unterschiedlich weit in Richtung des Beckenzentrums. In dieser Richtung verzahnen sie sich mit den feinkörnigen Playa-Sedimenten.

Diese Playa-Ablagerungen sind ebenfalls mehrere hundert Meter mächtig und bestehen aus Feinsandsteinen, Silt- und Tonsteinen, in die z. T. cm-dünne Karbonatlagen und rhyolitische Tuffhorizonte eingebettet sind. Teilweise finden sich in den siltig-tonigen Partien Gips/Anhydrit-Knotenlagen bzw. Steinsalzkrystalle, deren frühdiagnostische Entstehung auf ein evaporitisches Milieu hinweist.

Der Vergleich mit Untersuchungen rezenter Ablagerungsräume erlaubt die Einstufung in die Teilablagungsbereiche: Schwemmfächer, Sandebene (sand flat), trockene Schlammebene (dry mud flat) und Playa-See-Fazies (playa lake).

### **Abstract**

STAPF, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell.

[Alluvial fan and playa deposits in the Upper Rotliegend of the Saar-Nahe-Basin (Permocarboniferous, Southwest Germany). A synopsis of facies analysis and facies model]. – Mitt. POLLICHIA, 70: 7–64, Bad Dürkheim/Pfalz.

Alluvial fan and playa sediments are the most typical sediments in the Upper Rotliegend of the Saar-Nahe-Basin.

The fan sediments consist of breccias and conglomerates being several hundred metres thick, with intercalations of thin sandstones. They can be found as interlockings of the above mentioned strata in the northern and southern marginal zones of the basin and extend linguoidly into the central part of the basin. In this direction they interfinger with the fine-grained playa sediments.

\*) Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen wurden z. T. von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt, wofür an dieser Stelle nochmals gedankt wird.

These playa sediments have a thickness of several hundred metres, too. They consist of fine-grained sandstones, silt- and claystones, with intercalations of limestones and rhyolitic tuffs up to several cm thickness. In the clayey-silty parts we sometimes have layers of gypsum and anhydrite nodules resp. halite crystals. Their early diagenetic origin proves an evaporitic environment.

Compared with researches on recent sedimentation areas the following classification of sub-environments can be made: alluvial fan slope, alluvial fan toe, sand flat, dry mud flat, ephemeral or perennial lake.

## Résumé

STAPF, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell.

[Roches sédimentaires des coulées boueuses et des playas dans le Rotliegendes supérieur du bassin de Sarre-Nahe (Permo-Carbonifère, Allemagne du Sud-Ouest). Un aperçu sur l'analyse et le modèle de faciès]. – Mitt. POLLICHIA, 70: 7-64, Bad Dürkheim/Pfalz.

Roches sédimentaires des coulées boueuses et des playas sont des roches caractéristiques du Rotliegendes supérieur du bassin de Sarre-Nahe.

Les couches des coulées boueuses se composent de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de brèches et de conglomérats. Dans ces roches sont intercalés de bancs de grès de faible épaisseur. Ils apparaissent souvent très rapprochés les uns des autres sur les marges septentrionales et méridionales du bassin et s'allongent différemment en direction du centre du bassin. Dans cette direction ils s'entre-croisent avec les sédiments fins des playas.

Ces couches des playas sont également épaisses de plusieurs centaines de mètres et se composent de grès fins et d'argiles. Dans les roches des playas sont en partie intercalées des couches de carbonates épaisses de quelques cm et des cinérites. En partie on trouve dans ces couches argileuses des nodules de gypse/anhydrite resp. des cristaux de halite. Ces minéraux développés pendant le commencement de la diagénèse sont la preuve d'un milieu évaporitique. La comparaison avec des recherches des environnements récents permet de pénétrer dans les domaines de faciès suivants: pente des zones des coulées boueuses, pied des zones des coulées boueuses, plaine de sable (sand flat), plaine de boue séchée (dry mud flat) et faciès de lac permanent (perennial lake).

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung.....	9
2. Aktuogeologische Vergleichsuntersuchungen (Faziesanalyse und Faziesmodell) ...	13
3. Verbreitung der Faziesbereiche im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens und ihre lithologische Beschreibung.....	22
4. Die Aussagekraft des Fossilinhalts in Bezug auf genetische Deutungen des Ablagerungsraumes .....	48
5. Sedimentologische Deutung der einzelnen Faziesseinheiten des Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens.....	50
6. Literaturverzeichnis.....	56

## 1. Einleitung

Das Saar-Nahe-Becken stellt ein intermontanes, jungpaläozoisches Becken dar, das mit ca. 8500 m mächtigen Gesteinsserien des Oberkarbons und des Rotliegenden gefüllt ist. Von der errechneten Gesamtmächtigkeit entfallen auf das Oberkarbon ca. 5000 m und auf das Rotliegende ca. 3500 m. Diese Mächtigkeiten sind nicht in allen Teilen des Beckens realisiert, sondern je nach Verlagerung der Sedimentationszentren verschieden.

Das Saar-Nahe-Becken im engeren Sinne erstreckt sich, was die Oberflächenaufschlüsse betrifft, von der Saar bis zum Oberrheingraben. Das Aussetzen der Oberflächenaufschlüsse ist sowohl an der Saar (z. T. Saarsprung) als auch am Oberrheingraben (Rheingrabenhauptstörung) tektonisch bedingt.

Es ist selbst Teil eines größeren Becken- bzw. Halbgraben-Systems innerhalb des variscischen Gebirges West- und Mitteleuropas, welches vom Raum Bar-le-Duc/Marne (Frankreich) bis in den Raum Eisenach strukturell nachgewiesen ist. Zum großen Teil werden die Gesteine dieses Beckensystems von jüngeren Einheiten verdeckt. Zusammenfassend läßt sich der gesamte Beckenbereich als Lothringen-Saar-Nahe-Hessen-Trog bezeichnen (DONSIMONI 1981, FALKE 1969, 1971, 1974).

Die die Beckenzonen begrenzenden Schwellenregionen sind für den zentralen Teil (das Saar-Nahe-Becken) im N die Hunsrück-Taunus-Schwelle (bzw. das Rheinische Schiefergebirge) und im S die Nordvogesen-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle (FALKE 1971).

Aus diesen Schwellenregionen stammen die meisten Gesteinsmassen der Beckenfüllung, wobei die Schwellen in Zeit und Raum unterschiedlich intensiv als Sedimentlieferanten dienen.

Vor allem in dem hier zu behandelnden Ober-Rotliegenden wurde von den Schwellenregionen grobkörniger Verwitterungsschutt auf Schwemmfächern in die beckenrandnahen Bereiche verfrachtet. Feinere Sedimentpartikel kamen über verschieden geartete Rinnensysteme und Transportarten in beckenzentraleren Bereichen zum Absatz.

Breccien und Konglomerate, die als Schwemmfächer-Sedimente gedeutet werden, sind im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens weit verbreitet (aktuogeologische Erklärung und Definition s. Kap. 2, S. 13 ff). Den Hunsrück und Taunus im SE begleitend, treten sie (von SW nach NE) in der Prims- und in der Nahe-Mulde auf (Abb. 2, S. 23). Von hier werden sie schon seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts beschrieben und seit 1887 (WEISS & GREBE in LEPSIUS 1887: 152) als Waderner Schichten und als basale Serie des Ober-Rotliegenden bezeichnet (in der vorliegenden Arbeit jedoch Wadern-Schichten aufgrund von nationalen und internationalen Richtlinien). Im südlichen Bereich des Saar-Nahe-Beckens haben sie eine größere laterale Verbreitung als im nördlichen. Vor allem auf dem SE-Flügel der Pfälzer Mulde (am heutigen Haardtrand im Raum Albersweiler) treten sie ebenfalls in größerer Verbreitung auf. Aus dieser Region werden sie auch schon viele Jahrzehnte lang erwähnt, aber in der alten Literatur mit keinem eigenen Schichtennamen versehen. Erst SPUHLER (1957) und besonders deutlich HENTSCHEL (1963: 148 ff.) bezeichnen sie in Anlehnung an die FALKE'sche Gliederung als Waderner Schichten (FALKE 1954). Teilabschnitte der von REIS 1921 als Winnweiler bzw. „Waderner“ und Standenbühler Schichten bezeichneten Gesteine der nördlichen Pfälzer Mulde gehören auch hierher.

Aus östlich des Oberrheingrabens gelegenen, paläogeographisch und strukturell noch zum Saar-Nahe-Becken zu rechnenden Vorkommen werden Breccien und Konglomerate ebenfalls beschrieben (Odenwaldbereich: PRIER 1969, 1979, SCHWEIZER 1982).

Die genetische Deutung dieser Schichten war früher in der Literatur keineswegs unumstritten. So wurde wohl auch aufgrund unterschiedlicher Bezeichnungsweise der Gesteine die Entstehung unterschiedlich beurteilt. Während LASPEYRES (1867: 880 ff.) immer neu einbrechende Schlammfluten der Entstehung der Waderner Konglomerate zugrunde legte, glaubten dagegen LEPLA (1925: 25) und BEYENBURG (1930: 443) eher an trockenen Gehängeschutt. WAGNER in WAGNER & MICHELS (1930: 36/37) betrachtete die Waderner Schichten (Breccien, Konglomerate, wechsella-gernd mit rotbraunen, mürben schiefrigen Sandsteinen) als „Verwitterungsschutt, der von dem Gehänge nach der Mulde wanderte und durch gelegentlich starke Regengüsse weiter nach dem Innern derselben geschaffen wurde“.

REINHEIMER (1933: 8) stiftete mit dem erstmals im Sinne von KAISER (1926: 319) in die regionale Literatur eingeführten Begriff „Fanglomerat“ für die Wadern-Schichten Verwirrung, die z. T. bis heute noch anhält.

Bei der Beschreibung der Gesteine behält er den Konglomerat-Begriff jedoch bei und beschreibt die Genese wie folgt:

„Während längerer Trockenperioden häuften sich gewaltige Mengen Verwitterungsschutt an den Hängen und am Fuße des Gebirges an. Wolkenbruchartige Regengüsse, wie sie in anderen Klimazonen periodisch auftreten, bildeten reißende Bäche, die sich zu Schichtfluten vereinigten und so im Stande waren, große Mengen Trockenschuttes weiter in das Becken hinein zu verfrachten.“

REINECK kehrte 1955 a: 318 zum alten Konglomerat-Begriff zurück und schreibt zur Genese folgendes: „Für die Mehrzahl der Konglomerate der Waderner Schichten . . . wird man als Transportmittel nicht Schlammströme, die in einem einmaligen Transport Gebirgsschutt in einem flachen Schuttkegel ausbreiteten, annehmen können. Die Abrollung, die angedeutete Schichtung und das Fehlen einzelner größerer Blöcke sprechen dagegen. Weit eher trifft wohl die Vorstellung kurzlebiger Schichtfluten zu, die oft bis zu voller Kapazität beladen, das Material wiederholt transportierten, und im Sedimentationsbereich durch rasches Nachlassen der Transportenergie die Konglomeratmassen absetzten, ohne eine ausreichende Selektion und Saigerung durchgeführt zu haben. Immerhin strömte noch genügend Wasser nach dem Haupttransport, das feiner werdendes Material absetzte.“

Bei dieser Beschreibung muß betont werden, daß REINECK sich auf die Faziesausbildung der Wadern-Schichten in der engeren Umgebung von Martinstein/Nahe stützte, die keineswegs auf die gesamten Wadern-Schichten übertragbar ist.

Für die allgemeine Gesteinsbeschreibung bevorzugte dagegen FALKE ab 1965 a + b den von REINHEIMER (1933) eingeführten Fanglomerat-Begriff und sorgte mit einer größeren Zahl von Arbeiten für eine häufige Nennung und damit auch Verbreitung.

Im Zusammenhang mit der 1965: 22 erstmals erfolgten Unterscheidung einzelner Schuttfächer, die dann 1969 und 1974 wiederholt wurde, erklärte FALKE die Entstehung der Wadern-Schichten durch „einen stoßweisen erfolgten Transport unter Beteiligung sehr wechselnder Wassermengen und für ihre Ablagerung in Form großer Schuttfächer, wie man sie in Trockengebieten, besonders am Fuß von Gebirgen beobachten kann.“



Aus den obigen Ausführungen ergibt sich die auffallende Tatsache, daß außer den sedimentpetrographisch orientierten Arbeiten von REINECK (1955 a), DIETZ (1965) und GREINER (1975) mit ersten, aussagekräftigen Ergebnissen, bis gegen Ende der siebziger Jahre im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens keine modernen, sedimentologischen Untersuchungen unter Einbeziehung des Aktualitätsprinzips vorlagen.

Diese Lücke sollte ein DFG-gefördertes Forschungsprojekt schließen, in dem STEINEGGER (1977) erstmals eine moderne, sedimentologische Untersuchung der Schwemmfächer-Sedimente der Wadern-Schichten in der nordöstlichen Nahe-Mulde durchführte.

Der Kenntnisstand war teilweise in anderen deutschen und europäischen Rotliegend-Becken viel besser. Als Beispiele werden die Arbeiten von SITTIG (1974) über die Baden-Badener Senke (Nordschwarzwald), PLEIN (1978) über das Norddeutsche Rotliegend-Becken, LÜTZNER (1978) über das Rotliegende des Thüringer Waldes, HOLUB (1976) über die Rotliegend-Becken Böhmens und Mährens sowie COUREL & PAQUETTE (1981) über das Aumance-Becken (französisches Zentralmassiv) genannt.

Nachdem bisher mehrfach unterschiedliche Gesteinsnamen für die Wadern-Schichten erwähnt wurden, soll hier kurz zur Nomenklatur psephitischer Gesteine Stellung genommen werden.

Moderne sedimentologische Untersuchungen sollten immer von exakten Gesteinsbenennungen ausgehen, die die Fazies eines Gesteins möglichst genau wiedergeben. Genetische Deutungen sollten als späterer Schritt nach der Anwendung möglichst aller relevanter Untersuchungsmethoden folgen.

Aufgrund dieser Prinzipien handelt es sich bei den Psephiten der Wadern-Schichten entweder um Breccien oder um Konglomerate je nach Rundungsgrad der Komponenten bzw. bei Vorliegen weiterer Eigenschaften (RICHTER & FÜCHTBAUER 1981).

Außerdem sind in den Wadern-Schichten geringmächtige Sandsteinhorizonte zwischen die Psephite eingeschaltet. Diese Gründe erlauben in Übereinstimmung mit LÜTZNER (1978: 1187) nicht mehr die Verwendung des Begriffes Fanglomerat wegen seiner genetischen Bedeutung, der nicht alle aktuogeologisch bekannten Typen von Schwemmfächer-Sedimenten beinhaltet.

Diese einleitenden Bemerkungen über die Wadern-Schichten zeigten, daß über ihre Entstehung durchaus unterschiedliche Auffassungen existieren. Es ist das Ziel dieser Arbeit, hier eine Klärung herbeizuführen.

Die zweite charakteristische Gesteinsgruppe im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens sind meist rel. feinkörnige Sandsteine und Pelite, die als Playa-Sedimente gedeutet werden (aktuogeologische Erklärung und Definition s. Kap. 2, S. 17 ff.). Sie treten in den zentralen Muldenbereichen des Saar-Nahe-Beckens auf und verzahnen sich zu den Rändern hin mit den oben erwähnten Breccien und Konglomeraten. Ihre Existenz ist selbstverständlich genauso lange bekannt wie die der Breccien und Konglomerate. Auch sie werden seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts beschrieben und seit 1882 (GREBE 1882: 458 f.) als Monzinger Schichten bezeichnet, die aus „feinkörnigen rothen Schieferthonen mit Conglomeraten“ bestehen. Nach WEISS & GREBE in LEPSIUS (1887: 152) folgen sie als nächstjüngere Einheit über den Wadern-Schichten. Man kann wohl davon ausgehen, daß ihr Geltungsbereich in der Nahe-Mulde lag.

## STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

WEISS setzte in WEISS & GREBE (1889: 3) und in LEPPLA (1898: 15) den Begriff Monzinger Schichten bzw. Stufe in Klammern und bei LEPPLA (1925: 35 f.) und in der späteren Literatur taucht er gar nicht mehr auf.

Aufgrund der Gesteinsbeschreibung läßt sich erkennen, daß LEPPLA (1925) die Monzinger Schichten den Kreuznacher Schichten zuschlägt, während REINHEIMER (1933: 7) sie mit den Waderner Schichten vereinigt.

Dem Verfahren REINHEIMER's schloß sich FALKE (1950: 141) und in allen späteren Arbeiten an.

In der heutigen Zeit erscheint es unverständlich, wie der gute und frühe Vorschlag GREBE's unterdrückt werden konnte, hatte er doch folgerichtig erkannt, daß die gesamte regionale Verteilung der Fazieskörper 2 Schichtenbezeichnungen erfordert. So war es nur eine Frage der Zeit, bis dies wieder in der Literatur bekräftigt werden würde. Es waren ATZBACH & GEIB (1972), die die getrennte Benennung der Psephite sowie der Psammite und Pelite postulierten, dabei aber nicht die schon eingeführten Monzinger Schichten wieder in Kraft setzten, sondern den neuen Namen Sponheimer Schichten für eine ganz ähnliche Fazies vorschlugen. Danach handelt es sich um „rötlich-violette bzw. rotbraune Sandsteine und Tonsteine unterschiedlicher Korngröße“, in die sich im unteren Abschnitt Feinkonglomerate einschalten.

In dem weiter südöstlich gelegenen Bereich der Pfälzer Mulde hatte REIS in AMMON (1903: 122, 1910: 133) und REIS (1921) ähnliche Gesteine mit dem Namen Standenbühler Stufe bzw. Schichten unter Einbeziehung eines basalen Quarzitkonglomerates belegt. Im NW-Bereich der Pfälzer Mulde stellen sie die jüngste Einheit im Ober-Rotliegenden dar und wurden dementsprechend von FALKE (1954 a + b) in die Kreuznacher Gruppe gestellt. Ähnlich verfuhr HENTSCHEL (1963) mit faziell ähnlichen Gesteinen im SE-Bereich der Pfälzer Mulde.

In jüngster Zeit haben BOY & FICHTER (1982) den Versuch unternommen, das Rotliegende des Saar-Nahe-Beckens und damit auch das Ober-Rotliegende anhand von Tetrapodenfährten biostratigraphisch zu gliedern. Dabei führten die aufgefundenen Fährten zur Aufstellung von 8 Fährtenzonen im Ober-Rotliegenden, die in lithostratigraphische Profile eingepaßt wurden. Als Hauptergebnis kann festgehalten werden, daß die Ober-Rotliegend-Schichten im Raum Nierstein-Nackenheim (N 5 – N 8) jünger sein sollen als die Ober-Rotliegend-Sedimente im westlichen Bereich der Nahe-Mulde (N 1 – N 6) bzw. der Pfälzer Mulde (N 1 – N 6) (BOY & FICHTER 1982: 617).

Merkwürdigerweise existiert neben den oben erläuterten Schichtennamen (ausschließlich des Quarzitkonglomerates) der Begriff Rötelschiefer (früher: „Röthelschiefer“) für dieselben Gesteine schon seit langer Zeit (LEPSIUS 1887: 152 + 158) und bis in die neuere Literatur, obwohl er spätestens nach FÜCHTBAUER (1959) nicht mehr verwendet werden sollte.

Wenn schon bei den Wadern-Schichten der schlechte Erforschungsstand bedauert wurde, so ist die Situation bei den Sandsteinen und Peliten des Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens noch schlimmer, da bis heute überhaupt keine modernen sedimentologischen Untersuchungen unter Einbeziehung des Aktualitätsprinzips vorliegen.

Diese Lücke sollen in Vorbereitung befindliche Arbeiten von EIDT und OERTEL schließen.

Bei der Untersuchung sandig-pelitischer Gesteine des Ober-Rotliegenden ist im Gegensatz zur Situation bei den Wadern-Schichten der Kenntnisstand in anderen deutschen und europäischen Rotliegend-Becken auch nicht viel besser als im Saar-Nahe-Becken. Ansätze sind in der Wetterau zu verzeichnen durch KOWALCZYK & PRÜFERT (1974) und KOWALCZYK (1975, 1978; Bleichenbach-Schichten) sowie durch LAVERSANNE (1976) im Becken von Lodève (französisches Zentralmassiv).

Eine aktualistische Vergleichsmöglichkeit mit Playa-Sedimenten wurde durch einen kurzen entsprechenden Hinweis zum ersten Mal von SCHÄFER & RAST (1976: 337) angedeutet.

Es ist ein weiteres Ziel der folgenden Ausführungen, diesen Aspekt ausführlicher zu behandeln.

## **2. Aktuogeologische Vergleichsuntersuchungen (Faziesanalyse und Faziesmodell)**

Im Sinne der Allgemeingültigkeit des Aktualitätsprinzips für sedimentologische Prozesse soll versucht werden, die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen über rezente Schwemmfächer- und Playa-Sedimente darzustellen, um sie auf die fossilen Beispiele im Rotliegenden anwenden zu können.

### **2.1. Faziesanalyse rezenter Schwemmfächer-Sedimente**

Die moderne sedimentologische Untersuchung rezenter Schwemmfächer-Sedimente nahm seit den frühen fünfziger Jahren einen großen Aufschwung. Die Zahl der seitdem erschienenen einschlägigen Arbeiten ist so groß, daß hier nur eine Auswahl der wichtigsten angegeben werden kann.

Übereinstimmend werden Schwemmfächer als Ansammlungen überwiegend grobklastischer oxidierter Sedimente definiert, die durch Canyons beim Austritt aus dem Gebirge in den Ablagerungsraum in z. T. großer Mächtigkeit gebildet werden. Normalerweise stellen sie fächerförmige Kegelsegmente dar, die vom Canyonaustrittspunkt (dem Fächergipfel) ausgehend, sich radial und fächerabwärts über die Fächerflanken zum Fächerfuß entwickeln (BLISSENBACH 1954, COLLINSON 1978, HEWARD 1978 a, b, RUST 1979; s. auch Faziesmodell S. 21 f.).

Die Fächeroberfläche ist meist nur flach geneigt ( $< 10^\circ$ ) (HARDIE et al. 1978). Der Radius reicht von einigen hundert Metern bis zu 100 km oder sogar mehr. Die Evolution und die Geometrie der Fächer wird streng von der Lithologie des Liefergebietes, dem Klima der Region und der Tektonik des Ablagerungsraumes kontrolliert. Für die Gestalt und Größe von Schwemmfächern spielt die Lithologie des Liefergebietes die entscheidende Rolle (Gegensatz: Liefergebiet mit Magmatit-, Metamorphit- oder Grobsediment-Ausgangsgesteinen oder pelitischem Ausgangsmaterial).

Das Klima der Region erzeugt je nach Grad der Aridität oder Humidität und den daraus folgenden unterschiedlichen Niederschlägen stark differenzierte Schwemmfächergrößen und Hangneigungen (Gegensatz Schwemmfächer arider Zonen und humider Zonen) (REINECK & SINGH 1980).

Die Tektonik des Ablagerungsraumes, vor allem mit dessen Senkungstendenz über längere geologische Zeiten (bzw. Hebungstendenz des Liefergebietes), ist

STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens  
verantwortlich für die Entstehung von mehrere tausend Meter mächtigen  
Schwemmfächer-Sedimenten.

Die Hauptursache für die Ablagerung der Schwemmfächer-Sedimente auf der  
Schwemmfächer-Oberfläche selbst ist die Abnahme von Wassertiefe und Strö-  
mungsgeschwindigkeit infolge der sich vom Fächergipfel aus radial ausbreitenden  
Strömungen (BULL 1964 a, DENNY 1965). Weiterhin wird die Ablagerung von Schutt-  
fracht durch schnelles Versickern von Wasser in vorher abgelagertes, noch lockeres  
Sediment beeinflußt, welches wiederum zu einer Abnahme von Strömungs-  
geschwindigkeit und Hangneigung führt.

Die in verschiedenen Drainage-Systemen gebildeten Sedimente bestehen aus  
Gebirgs-Schutt, der aber aufgrund rel. seltener Bildungsereignisse mit dem Lieferge-  
biet nur sporadisch in Beziehung steht (BEATY 1963, 1970, 1974; BULL 1964 a, 1964 b;  
DENNY 1965, 1967; HOOKE 1967, 1968).

Innerhalb der Drainage-Systeme sind verflochtene kurzlebige Rinnen (braided  
ephemeral channels) wichtige Teilablagerungsbereiche, in denen eine große Menge  
der Schwemmfächer-Sedimente gebildet wird. Dies geschieht über eine bestimmte  
Zeitperiode durch Einschneiden, Verfüllung, Verlagerung und Verlassen von  
Rinnen und führt zu ständig wechselnden Rinnenmustern und damit zu kompli-  
zierten Rinnensystemen auf der Schwemmfächer-Oberfläche. Mehr oder weniger  
vollständige Reste solcher Rinnensysteme bauen aber auch maßgeblich den  
Schwemmfächer-Körper auf (BULL 1972, 1977).

Die größten Areale der Schwemmfächer-Oberfläche liegen jedoch meistens  
trocken, so daß Verwitterung, Erosion und Bodenbildung ansetzen können (BLUCK  
1964; LUSTIG 1965; HOOKE 1972).

Nach diesen einleitenden Bemerkungen sollen nur diejenigen Schwemmfächer  
weiter behandelt werden, die als aktualistisches Vergleichsmaterial in Frage  
kommen. Es sind die Schwemmfächer semiarider bis arider Zonen.

Ihre Sedimente lassen sich in 2 Gruppen einteilen:

- 2.1.1. die Schuttstrom-Ablagerungen (debris-flow deposits) und
- 2.1.2. die aquatischen Ablagerungen (water-laid deposits), die wiederum in
  - 2.1.2.1. die Schichtflut-Sedimente (sheet flood deposits),
  - 2.1.2.2. die Rinnen-Sedimente (incised channel fills) und
  - 2.1.2.3. die Grobschutt-Sedimente (sieve deposits) untergliedert werden  
können.

### 2.1.1. Die Schuttstrom-Ablagerungen (debris-flow deposits)

Sie sind besonders gut in Schwemmfächern arider Zonen entwickelt. Sie  
besitzen eine rel. gleichmäßige Mächtigkeit (bis 3 m mächtige Einzellagen  
wurden häufig beobachtet), sind schlecht sortiert, enthalten normalerweise  
10–30% Silt und Ton (z. T. auch < 1% oder bis 90%) und weisen bei fächerab-  
wärtsgerichteter Mächtigkeitsabnahme rel. scharfe Begrenzungen auf.  
Internschichtungen sind nur selten und dann undeutlich entwickelt. Die meist  
eckigen, z. T. sehr großen Blöcke und viele andere grobe Gerölle sind unregel-  
mäßig und ohne Orientierung im Sediment verteilt. Meist ist eine feinkörnige  
Matrix vorhanden. Nach HEWARD (1978 a: 674 f.) ist fächerabwärts eine  
Abnahme der Korngröße und der Schichtmächtigkeit, eine Zunahme der

Sortierung, ein Wechsel der Geröllgestalt sowie eine Abnahme der Rinnen an Zahl und Tiefe festzustellen.

Bei den Schuttströmen selbst entsteht aufgrund des hohen Feststoffanteils bei wechselndem Wassergehalt eine dichte und mehr oder weniger viskose Suspension, die wie ein Gesteinsbrei fließt (Gegensatz: Newton'sche „Normal“-Flüssigkeit). Erosive Basiskontakte wurden nicht beobachtet.

In rel. niedrig-viskosen Schuttströmen können flache Gerölle horizontal orientiert sein, außerdem ist Normal-Gradierung verbreitet. Bei hochviskosen Schuttströmen fehlt Gradierung und flache Gerölle sind nur zufällig orientiert, dann aber senkrecht (REINECK & SINGH 1980). Hierbei können sehr große und sehr schwere Blöcke (bis 3 m im  $\phi$ ) transportiert werden (matrixgestützte Gerölle).

In Abhängigkeit von der Viskosität haben Schuttströme eine unterschiedliche Fließgeschwindigkeit und damit unterschiedliche Ausdehnung auf der Schwemmfächer-Oberfläche. SHARP & NOBLES (1953) beobachteten eine Schlammstrom-Bewegung von 3 m/sec bei einer Schwemmfächer-Neigung von 14 m/km.

Die auslösenden Faktoren für Schuttströme sind oft kräftige Gewitterregen oder Schneeschmelzen im Liefergebiet.

#### 2.1.2.1. Die Schichtflut-Sedimente (sheet flood deposits) (braid channel deposits nach HARDIE et al. 1978: 15)

Sie bestehen aus Kies und Sand und bilden dünne ( $< 1$  m mächtige) flach linsenförmige Schichten. Sie sind gut sortiert, und weisen sowohl Parallelschichtung als auch Schrägschichtung auf (incl. Gegenrippelschichtung). Oft sind Gerölle eingeregelt (REINECK & SINGH 1980). Sie werden auf der Fächeroberfläche

1. in einem Netzwerk sehr flacher, sich oft verlagernder Rinnen (jeweils  $< 1$  m tief) gebildet und entstehen
2. beim Austritt sedimentbeladener Wasserwogen aus den Canyons auf die gesamte Fächeroberfläche durch deren fächerförmiges Ausbreiten.

Im Gipfelbereich bilden sich dabei während des Schichtflutmaximums Kiesbarren aus Komponenten-gestützten Geröllen, die mäßig sortiert und z. T. eingeregelt sind. Sie haben die Form großer, linsenförmiger, longitudinaler Barren. Fächerabwärts werden die Sedimente unter Korngrößenabnahme zunehmend sandiger. Bei nachlassender Flut und flacherwerdendem Wasser ( $< 30$  cm) entwickeln sich auf der Schwemmfächer-Oberfläche Strömungszustände des oberen Strömungsregimes, unter denen Feinkiese, Grobsande und Sande der zwischen den Kiesbarren liegenden Rinnen ausgewaschen, laminiert werden und auch Gegenrippelschichtung aufweisen (HARDIE et al. 1978).

#### 2.1.2.2. Die Rinnen-Sedimente (incised channel fills bzw. stream channel deposits)

Sie werden aus linsenförmigen, schlecht sortierten Kiesen und Sanden aufgebaut. Bei fächerabwärts gerichteter Auslängung beträgt ihre Mächtigkeit

einige m. Die Gerölle können eingeregelt sein, an der Rinnenbasis sind oft Geröllagen angereichert. Die Sande weisen Schrägschichtung auf. In Vertikalschnitten sind oft „scour-and-fill“-Texturen und Gradierungen zu sehen.

Auf der Fächeroberfläche entstehen sie im Gipfelbereich in tieferen Rinnen, die sich entweder beim Maximum eines Schichtflutereignisses oder bei früheren Schichtfluten eingeschnitten haben (HARDIE et al. 1978).

### 2.1.2.3. Grobschutt-Sedimente (sieve deposits nach HOOKE 1967)

Sie setzen sich aus gut sortierten groben Geröllen zusammen, die kaum eingeregelt sind.

Wenn bei einer Schichtflut im Fächergipfelbereich Suspensionen mit geringen Feinanteilen auftreten, können sich solche Sedimente bei schnellem Versickern des Wassers unter Mitführung der Feinanteile über sehr durchlässigem Untergrund bilden. Die auftretenden Formen sind langgestreckte fächerabwärts gerichtete Rippen.

Die Ausbildung der rezenten Schwemmfächer-Sedimente und ihre fazielle Verteilung lassen einige allgemeine Schlußfolgerungen zu, die direkt zur Deutung fossiler Schwemmfächer-Sedimente verwendet werden können.

Auch die Lage rezenter Schwemmfächer-Sedimente im Ablagerungsraum in Beziehung zur regionalen Tektonik ist ein Punkt, der zur Deutung fossiler Schwemmfächer-Sedimente herangezogen werden kann. So treten nach HEWARD (1978 a: 679 ff.) Schwemmfächer-Sedimente in 3 verschiedenen Beckenstrukturen auf:

1. in Becken mit permanenter Beckenrandstörung,
2. in Becken mit schmalen Staffelbruchzonen und
3. in Becken mit breiten Staffelbruchzonen.

In Becken mit permanenter Beckenrandstörung treten die Schwemmfächer-Sedimente entlang der Störung oder Störungszone in z. T. großer Mächtigkeit auf (mehrere 1000 m), erstrecken sich aber nur wenige km in das Becken hinein. Aus der langen Aktivität der Beckenrandstörung ergeben sich auch Schwemmfächer-Sedimentationen über längere geologische Zeiträume. Hier treten oft inverse Gradierungen auf (STEEL et al. 1977). Ein ideales Ergebnis der Beckentektonik soll nach RUST (1978) eine nach oben gröber werdende Sequenz als Ausdruck eines Fächervorwachsens sein, die überlagert wird von einer nach oben feiner werdenden Sequenz als Ausdruck gradueller Rückkehr zu Gleichgewichtsbedingungen.

In Becken mit schmalen Staffelbruchzonen entwickeln sich Schwemmfächer-Sedimente entlang der Beckenrandstörungen in mäßiger Mächtigkeit. Diese Becken sind meist Gräben oder Halbgräben. Bei kontinuierlicher Hebung und Erosion des Liefergebietes entstehen invertierte Stratigraphien der Gerölltypen durch die Einschüttung immer tieferer Abschnitte von Liefergebietsschutt. Nach außen sich verjüngende Staffelbrüche haben z. T. in gleiche Richtung sich verjüngende Schwemmfächer-Sedimente zur Folge.

In Becken mit breiten, sich nach außen verjüngenden Staffelbrüchen entstehen breite Zonen sich ebenfalls nach außen verjüngender Schwemmfächer-Sedimente.

Obwohl die Gesamtmächtigkeiten solcher Sequenzen beträchtlich sein können, sind die Mächtigkeiten auf den einzelnen Kippschollen rel. niedrig.

Den 3 Beckentypen gemeinsame Schwemmfächer-Sediment-Entwicklungen sind rel. mächtige Ablagerungen, die sich nicht sehr weit in die Becken hinein-strecken und die die Hauptsedimentation im Fächergipfelbereich aufweisen (aktives Fächersegment im Fächergipfelbereich). Wenn sich solche Schwemmfächer-Bereiche im Laufe ihrer geologischen Geschichte zusammen mit dem Hinterland heben, verlagert sich die Hauptsedimentation in den Fächerflanken- bzw. Fächer-fußbereich (aktives Fächersegment im Fächerfußbereich) bei gleichzeitigem weitem Vorstoß der Schwemmfächer-Sedimente in die Becken (HEWARD 1978 a: 608).

Die weiter oben beschriebenen einzelnen Schwemmfächer-Typen wechseln sowohl von Fächer zu Fächer als auch innerhalb der Fächer selbst. Während die Schuttstromablagerungen ihre Unterlagen nicht erodieren, topographische Unebenheiten ausgleichen und ebene, in zentralen Bereichen flache Oberseiten aufweisen, können Rinnen- und Schichtflut-Sedimente erosive Basiskontakte haben.

Neben den erwähnten Struktur- und Textureigenschaften lassen sich zusätzlich C/M-Diagramme zur Unterscheidung heranziehen (REINECK & SINGH 1980).

Weiterhin treten klimagebundene Phänomene innerhalb der Sequenzen auf, die ebenfalls genetische Aussagekraft haben. Hier sind für Schwemmfächer semiarider bis arider Klimazonen zu erwähnen: Caliche-führende Bodenbildungen; Evaporite in distalen Fächerbereichen; Vegetationsarmut; eine an arides Klima angepaßte Vertebratenfauna; auf Sedimentoberflächen erhaltene Tetrapoden- und Insekten-fährten; tonige Sedimente mit Trockenrissen zwischen den Schuttstromarealen; Playa-Sedimente; häufig äolische Sandzwischenlagen; Deflationsrückstände mit Windkanter-Geröllen. Ein weiteres Charakteristikum ist die häufig auftretende Carbonat-Zementation von Schwemmfächer-Sedimenten (LATTMAN 1973).

Im Zuge der allgemeinen Korngrößenverkleinerung herrscht in Fächerfußbereichen eine grobsandige und sandige Fazies vor. Auftretende Kiesbarren enthalten nur noch Feinkiese. Die sedimenterzeugenden Rinnensysteme sind extrem flach. Am distalen Ende des Fächerfußes (Übergang in den Sandebenen-Teilablagerungs-bereich) ist der Rinnensand rippelgeschichtet. Teilweise können Gradierungen auftreten von laminiertem Grobsand über Mittelsand zu rippelgeschichtetem Feinsand (HARDIE et al. 1978).

## 2.2. Faziesanalyse rezenter Playa-Sedimente

Die Behandlung rezenter Playa-Sedimente gestaltet sich bezüglich der Literatur-übersicht sehr viel schwieriger als das bei den Schwemmfächer-Sedimenten der Fall war. Zum einen hängt dies mit der schwer überblickbaren Fülle älterer und neuerer, verstreuter Spezialarbeiten und zum anderen mit der internationalen Uneinigkeit in prinzipiellen Nomenklaturfragen zusammen. Auch hier kann nur eine Auswahl der wichtigsten Arbeiten angegeben werden.

Die Nomenklaturuneinigkeit beginnt schon bei dem Begriff „Playa“ (spanisch: Strand, Küste). Aufgrund der Dominanz der englischsprachigen Literatur beginnt sich der Begriff zwar mit REEVES (1968), NEAL (1975) und KENDALL (1979) weltweit durchzusetzen, da aber Ablagerungsräume mit ähnlichen Sedimenten in vielen

Gebieten der Erde vorhanden sind, bestehen zahlreiche, mehr oder weniger zutreffende Synonyma. Solche Synonyma sind (s. auch STONE 1967): Endsee; dry lake; pan (Südafrika, Australien); pliazh (Sowjetunion); gobi, nor (Mongolei); daryacheh (Iran); ghor, qa (Jordanien); hawr (Irak); rei (Indien); hamun (Pakistan); Trockensee bzw. Pfanne (JAEGER 1939, 1942); inland sebkha (GLENNIE 1970).

Eine Playa kann mehr oder weniger salzhaltige Sedimente oder tonig-siltige Sedimente enthalten. Auch für diese spezielleren Typen existieren Synonyma; für den ersteren: sabkha (franz.: chott) (arabische Länder), zahrez (Algerien), salina (Mexiko), salar (Südamerika), tsidam (Sowjetunion), tsaka (Mongolei), kavir (Iran), salt pan (Südafrika, Australien); für den zweiten: daia (Algerien), barreal (Südamerika), takyr (Sowjetunion), vley (Südafrika), clay pan (Australien).

Diese Synonyma bezeichnen zwar ähnliche morphologische Einheiten, sind jedoch nicht zugleich geologische Begriffe.

NEAL (1975) definiert demnach wie folgt:

Playa ist ein allgemeiner, auch geologischer Ausdruck für ausgetrocknete vegetationsarme bis -freie, fast vollkommen horizontal-ebene Gebiete vorheriger Süßwasserseen, aufgebaut aus dünnen, parallelgeschichteten Lagen aus Silt, Ton (und Feinsand) mit Salzan- oder -abwesenheit, die die Zentren oder tiefsten Stellen von flachen, abflußlosen Becken semiarider bis arider Gebiete kennzeichnen.

Nach Regengüssen (auch im Umland) oder während entsprechender Regenzeiten kann sich in den Playas Wasser ansammeln (Playa-Seen), das jedoch nach einigen Wochen bzw. Monaten wieder verdunstet, so daß auf jeden Fall eine Playa während der längsten Zeit ihrer Existenz trocken liegt.

Die abflußlosen Becken können als Playa-Becken bezeichnet werden [syn.: bolsones (Südamerika), inland basins (PETTIJOHN 1975), desert basins (REINECK & SINGH 1980), Pfannen-Becken (JAEGER 1939 u. 1942)].

Bei einem Verdunstungs-Niederschlags-Verhältnis von 10 : 1 spielt die Hydrologie von Playas eine große Rolle.

Dabei sind sowohl Oberflächen- wie auch Grundwasser von gleichwertiger Bedeutung.

Während das Oberflächenwasser je nach anfallender Menge mehr oder weniger große Teile einer Playa bedeckt, bringt es nur noch feinkörnige Schwebfracht mit sich, die sich in Form dünner Feinsand-, Silt- und Tonlagen absetzt. Bei schnellem Verdunstungsvorgang und vorheriger Abwesenheit oberflächennaher Salze werden dann auch keine Salze gebildet. Bei vorheriger Anwesenheit von Salzen werden sie mobilisiert.

Die Tiefenlage des Grundwasserspiegels und die Zirkulation des Grundwassers ist hauptverantwortlich für den kapillaren Aufstieg von Wasser durch den Playa-Boden zur Oberfläche (NEAL 1975). Schon JAEGER legte 1942: 96 eindrucksvoll dar, daß in den Fällen, in denen „kein Grundwasserspiegel vorhanden ist oder dieser tiefer als 3 m unter dem Pfannenboden liegt, . . . keine Grundwasserverdunstung stattfinden kann“ und die Salzkrusten fehlen. „Also nicht das Oberflächenwasser, sondern das Grundwasser entscheidet über die Versalzung“. Bei der erwähnten Tiefenlage des Grundwasserspiegels, die von NEAL (1975: 3) auf 5 m erweitert wird, entsteht eine harte, trockene, kompakte Playa-Oberfläche, die fast nur aus Silt und Ton besteht.



Liegt jedoch der Grundwasserspiegel weniger tief unter der Playa-Oberfläche, so daß Grundwasser langsam nach oben wandern und durch die klimabedingte starke Sonneneinstrahlung an der heißen Playa-Oberfläche verdunsten kann, bilden sich hier Salzkrusten. Genausogut können Karbonate, Sulfate und Salz auf dem Grundwasser-Migrationsweg im Sediment entstehen. Nach KENDALL (1979) werden die meisten Salze

- a) indirekt durch kapillaren Grundwasseraufstieg, „evaporative pumping“ (periodische Verdunstungsschübe) und durch phreatophytenbedingte Evapotranspiration gebildet und
- b) direkt aus dem Oberflächenwasserkörper bzw. aus Quellen ausgefällt.

Die Beziehungen zwischen Grundwasserspiegel und Playa-Oberfläche erlauben hohe Verdunstungsraten bei gleichzeitigen Konzentrationszunahmen der Porenlösungen. Dies kann zu Salzlaugenbildung führen, wobei deren Zusammensetzung sowie die Mineralogie der entstehenden Salze von der Chemie des zuströmenden Grundwassers abhängt (EUGSTER & HARDIE 1978). Durch die Grundwassergradienten in Richtung Playa-Zentrum entstehen aufgrund unterschiedlicher Löslichkeitsprodukte Salzzonierungen.

Man muß also prinzipiell zwischen den Salz-Playas (grundwasserverdunstend, mit oft durchfeuchteter Oberfläche) und den Ton-Silt-Playas (nicht grundwasserverdunstend, mit trockener Oberfläche) unterscheiden, wobei beide Typen in derselben Region auftreten können (JAEGER 1942). Eine der häufigsten Oberflächeneigenschaften in Ton-Silt-Playas sind Trockenrisse und große Austrocknungspolygone. Die Trockenrisse sind wie üblich kleinmaßstäblich, die Polygone schwanken jedoch zwischen 10 und 300 m Weite.

Die in Salz-Playas neben den unterschiedlich geformten Krusten auftretenden Oberflächeneigenschaften sind „Salzaufbeulungsrippen“ ((pressure ridges), die durch sich überschiebbende Salzkrustenteile entstehen.

Die in diesem Ablagerungsbereich auftretenden Sedimente schließen sich nach HARDIE et al. (1978) direkt an den Schwemmfächer-Bereich an.

2.2.1. Der Schwemmfächerfuß geht an seinem distalen Ende in den Sandebenen-Teilablageungsbereich (sandflat subenvironment) über, wo sich die Rinnen verlieren und sich die Schichtfluten über eine sehr flache Sandebene ( $<1^\circ$  Neigung) ungehindert ausbreiten (s. auch Faziesmodell S. 21 f.).

Die Sedimente dieses Bereiches sind vor allem Sande, die planparallel und wellig laminierte Schichten aufbauen. Sie werden im oberen Strömungsregime gebildet, wenn die sich zum anschließenden Playa-Zentrum bewegend Schichtflut nur noch extrem geringe Wassertiefen aufweist (wenige cm). Ab und zu können sich in dem der Playa zugewandten Sandebenen-Abschnitt auch Wellenrippeln bilden, die sich in entsprechenden Schichten konserviert, in die sonst laminierten Sande einschalten.

Weiterhin sind häufiger äolische Sande und Wadi-Sedimente zwischengelagert. Ein besonders wichtiges Kriterium für diesen Bereich stellen nach GLENNIE (1970) Haftrippeln und Haftwarzen dar. Dies sind windtransportierte Sande, die auf feuchtem Untergrund Rippeln oder Warzen bilden.

Eine Sonderfazies im Sandebenen-Bereich stellen poröse und biogene Kalksteine dar, die in der Nähe von Quellen in kleinen Arealen gebildet werden. Bei bestimmter Ergiebigkeit der Quellen können sich begrenzte, seichte Wasserflächen ansammeln,

in denen sich dann eine reiche Flora, sowie bestimmte Krebse und Fische einfinden, die selbst wiederum zu einer bituminösen Sedimentation beitragen können (HARDIE et al. 1978).

Nach der Sedimentbildung setzt die Diagenese ein, die ebenfalls charakteristische Erscheinungen aufweist. Durch die verschiedenen, bereits erwähnten grundwasserbedingten Mineralbildungsmöglichkeiten füllt sich der Porenraum im Fächerbereich mit Calcit-Zement, im Sandebenen-Bereich mit Mg-Calcit (evtl. Protodolomit) und/oder Gips-Zement. Zusätzlich treten in größerer Oberflächennähe Calichekrusten, Karbonatumkrustungen und -knollen auf.

2.2.2. An die Sandebene schließt sich der trockene Schlammeebenen-Teilablagerungsbereich an (dry mudflat subenvironment). Bei fast horizontaler Oberfläche erscheinen auf ihr die charakteristischen und schon erwähnten Trockenrisse und Austrocknungspolygone neben dünnen karbonatischen bzw. salzigen Oberflächenkrusten. Die Karbonatkrusten (bis 2 mm dick) sind hart, dicht und werden aus Mg-Calcit oder Protodolomit aufgebaut. Die Salzkrusten aus verschiedenen leichter löslichen Salzen sind einige cm dick, die bei jeder neuen Überflutung aufgelöst und somit nicht fossilisiert werden. Einzig ihre feinschichtungszerstörenden Spuren in oberflächennahen Lagen läßt ihre ehemalige Anwesenheit vermuten (HARDIE et al. 1978). Die hier gebildeten Sedimente bestehen aus Silten und Tönen, in denen ganz dünne Feinsandlagen eingeschaltet sein können. Meist sind die Schichten laminiert. Innerhalb der einzelnen Laminae sind (meist nur mikroskopisch sichtbar) Gradierungen zu erkennen. Charakteristisch sind auch hier viele Trockenrisse, die in engem Abstand die Laminationen unterbrechen. Diese sind mit feinem Sand gefüllt. Daneben tauchen öfters quer zur Schichtung ausgelängte Sandgänge auf, die nach GLENNIE (1970) ein weiteres wichtiges Kriterium für Playa-Sedimente sein sollen. In den Trockenrissen kristallisieren Sulfate aus. Solche Minerale sorgen durch ihr intrasedimentäres Wachstum auch für Unterbrechungen der Lamination. Neben der Deformierung der Lamination durch Salze können solche Schichtveränderungen auch durch Stürme verursacht werden (KENDALL 1979). Nach HARDIE et al. (1978) kommen 3 verschiedene Entstehungsarten für Schlammeebenen in Frage:

- a) Entstehung durch Schichtfluten,
- b) Entstehung in flachen Senken mit stehendem Wasser und
- c) Bodensedimente vorheriger beständiger Seen.

Die diagenetischen Bildungen dieses Bereiches sind vor allem Dolomit und Mg-Calcit (GEVERS 1930, HARDIE et al. 1978). KENDALL (1979) und FRIEDMAN (1980) betrachten die genannten Karbonate als Evaporite, da sie die Ausscheidungsreihenfolge eröffnen und genau wie Sulfate und andere, leichter lösliche Salze in den Playas gebildet werden.

### 2.2.3. Kurzlebiger Salz-See-Teilablagerungsbereich (ephemeral saline lake subenvironment)

Dieser Bereich schließt sich nicht zwingend an den vorher behandelten an, sondern kann ihn teilweise ersetzen, vor allem wenn hier Salzschlammeebenen (saline mudflats) entwickelt sind.

Hier handelt es sich um flache Playas mit Wasser, welches in bestimmten

Abständen verdunstet. Die Wasserzuführung geschieht über Wadis, seltene katastrophenartige Gewitterregen und Quellen.

In diesem Bereich entstehen Sedimente, die durch Salzminerale gekennzeichnet sind. Die klastischen Sedimentanteile haben Silt- und Tonkorngröße, sie stellen Absätze aus Schwebfrachtsuspensionen dar und erreichen nur wenige cm Mächtigkeit. Eingeschwemmte Blaualgensporen sollen seebodenbedeckende Matten bilden können (HARDIE et al. 1978).

#### 2.2.4. Beständiger Salz-See-Teilablagerungsbereich (perennial saline lake subenvironment)

Bei gleicher Morphologie wie die kurzlebigen Salz-See-Teilablagerungsbereiche enthalten die Playas in diesem Bereich Wasserkörper, die z. T. mehrere tausend Jahre Bestand haben. Bei solchen Salzseen kann die Wassertiefe schwanken. Sobald sie einige m übersteigt, ist der Wasserkörper geschichtet (meromikt).

Auch die Sedimente dieser Salzseen sind durch laminierte Salzminerale gekennzeichnet. Klastische Anteile, die selten auftreten, stammen aus Schichtfluten. Durch die ständige, dem Wasserzufluß schritthaltende Verdunstung werden Salzminerale gebildet und es erhöht sich die Salzkonzentration des Salzseewassers. Diese sich ständig ändernden Konzentrationen sind in Verbindung mit der Bildung chemischer Sedimente die Ursache der Schichtung des Wasserkörpers.

Diagenetische Merkmale betreffen zum einen die Umkristallisation von Salzmineralen und zum anderen die Entstehung bestimmter Minerale während der Diagenese. Dazu gehören wieder einige Salzminerale, aber auch Silikate, wie z. B. Zeolithe. Sie sind nach EUGSTER & HARDIE (1978: 253), HAY (1978) und SURDAM & SHEPPARD (1978) die bekanntesten authigenen Produkte von Salzseen, wobei besonders Analzim eine große Rolle spielt. Ihre Bildung ist an Tufflagen bzw. vulkanogene Komponenten gebunden.

In mehr oder weniger direkter Umgebung der vorgenannten Teilablagerungsbereiche können weitere Bereiche auftreten, die hier nur kurz aufgelistet werden sollen, da sie für das Faziesmodell keine große Bedeutung haben. Es sind: Dünenfelder, kurzlebige und/oder Flußüberflutungsebenen, Quellen und Grundwasserspeiste Teiche, Küstenzonen-Formen (Deltas, Küstenbarren etc.) (HARDIE et al. 1978).

### 2.3. Faziesmodell

Das Faziesmodell (Abb. 1), welches aus der vorstehenden Analyse von Schwemmfächer- und Playa-Faziesbereichen resultiert, wurde von EUGSTER & HARDIE (1975, 1978), SMOOT (1978), KENDALL (1979), MIALL (1982) und HANDFORD (1982 a + b) übernommen. Es ist stark schematisiert und enthält nicht alle erwähnten Teilablagerungsbereiche. Selbst die eingezeichneten Bereiche sind in der angegebenen Weise nicht immer so in der Natur vorhanden. Alle Bereiche, außer den Schwemmfächern, können ihre Lage mehr oder weniger stark variieren.

Variationen innerhalb der Schwemmfächer sind immerhin in der Richtung möglich, daß bei ihrem Fehlen die Playa-Fazies direkt bis zum Gebirgsrand reichen kann.

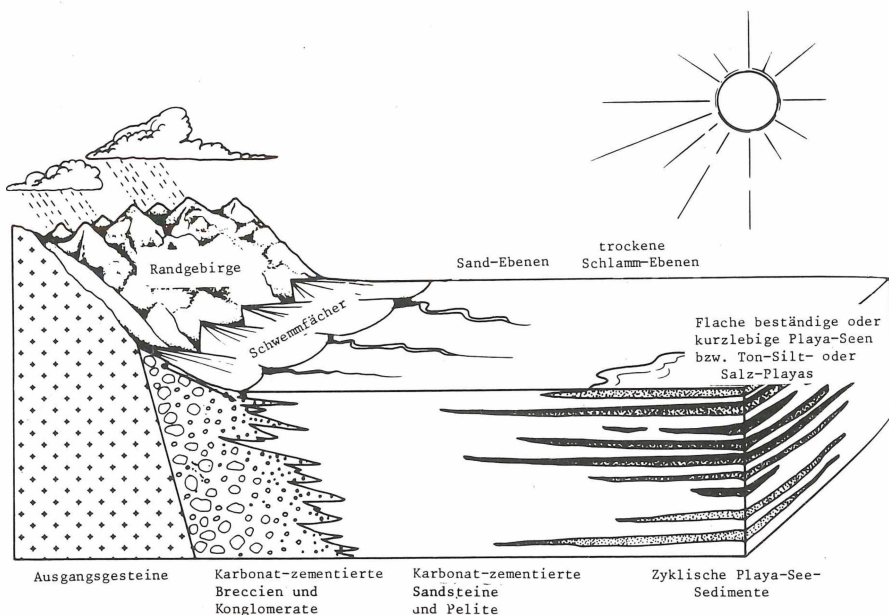


Abb. 1: Faziesmodell von Schwemmfächer- und Playa-Sedimenten im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens nach aktualistischen Vorbildern von EUGSTER & HARDIE (1975, 1978), SMOOT (1978), KENDALL (1979) und HANDFORD (1982 a u. b).

### 3. Verbreitung der Faziesbereiche im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens und ihre lithologische Beschreibung

Entsprechend der weiter oben grob skizzierten Verbreitungsareale und der ersten sedimentologischen Ansprache werden zuerst die Breccien und Konglomerate (Schwemmfächer-Sedimente) und dann die Sandsteine und Pelite (Playa-Sedimente) behandelt.

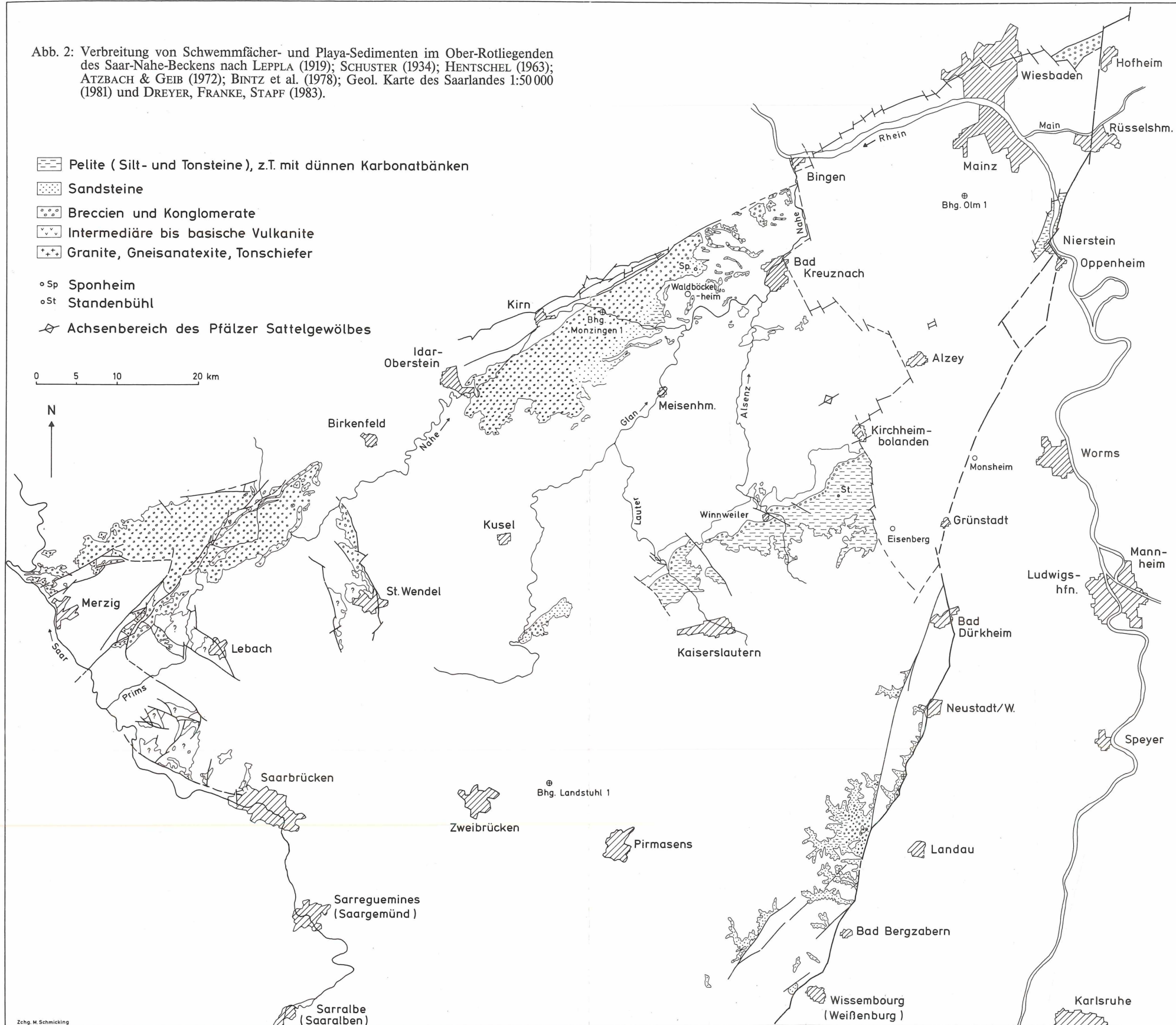
#### 3.1. Breccien und Konglomerate (Schwemmfächer-Sedimente)

Diese Gesteine treten, wie schon kurz erwähnt, als Wadern-Schichten in 2 verschiedenen Faziesbereichen auf.

Es ist einmal der nördliche Randbereich des Beckens, wo sie in rel. geringer Verbreitung aber großer Mächtigkeit den SE-Rand von Hunsrück und Taunus begleiten. Zum anderen ist es der südliche Randbereich des Beckens, in dem sie in geringerer Mächtigkeit, aber größerer Verbreitung als im N, jedoch weitgehend von jüngeren Gesteinen überlagert, auftreten (Abb. 2, S. 23).

Die nordwestlichsten Vorkommen im nördlichen Randbereich des Beckens liegen außerhalb der NW-Randstörung der Merziger Graben-Mulde in den Räumen Besseringen, Mettlach, Saarhölzbach und Britten (DIETZ 1965, SCHALL

Abb. 2: Verbreitung von Schwemmfächer- und Playa-Sedimenten im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens nach LEPLA (1919); SCHUSTER (1934); HENTSCHEL (1963); ATZBACH & GEIB (1972); BINTZ et al. (1978); Geol. Karte des Saarlandes 1:50 000 (1981) und DREYER, FRANKE, STAPF (1983).



1968). In den nordwestlichen Abschnitten liegen die Sedimente in einer besonderen genetischen Position, da sie hier den auf dem Hunsrück angelegten Prä-Oberrotliegend-Tälern nach NW folgen und diese füllen (SCHALL 1968). Ihre Mächtigkeit kann bis 150 m betragen.

Es sind Breccien, die aus kantengerundeten Quarzit-, Quarz- und Schieferkomponenten in sandiger Matrix bestehen. Die unsortierten Bestandteile nehmen von 50 cm  $\varnothing$  (NW) auf 10 cm  $\varnothing$  (in südöstlicher Richtung) bei gleichzeitiger Zunahme der Rundung ab. Auch nach NE ist eine Korngrößenabnahme festzustellen. Schichtungen werden durch die horizontale Einregelung flacher Komponenten angedeutet. Nur gelegentlich schieben sich geröllarme oder geröllfreie Sandlagen linsenförmig ein (SCHALL 1968).

Nach SE (in Richtung der NW-Randstörung der Merziger Graben-Mulde) tauchen neben den vorerwähnten Geröllen Vulkanitkomponenten in der Nähe von Rotliegendvulkaniten auf (DIETZ 1965).

In typischer Ausbildung erstrecken sich die Wadern-Schichten von der vorerwähnten Region nach NE in die nordöstliche Merziger Graben-Mulde und in den Raum Wadern (GREBE 1889). Bei Morscholz und besonders in der Lokalfazies bei Lockweiler überwiegt allerdings der Konglomeratcharakter (MÜLLER, E. et al. 1981).

Die nächsten, weiter nordöstlich gelegenen und rel. gut beschriebenen konglomeratischen Vorkommen finden sich in der Prims-Mulde. Teilweise mindestens 80 m mächtig erfüllen sie das Innere der Prims-Mulde großflächig und bestehen aus Quarzit- und Rotliegendvulkanitgeröllen mit Gerölldurchmessern bis zu 40 cm. In der Abfolge scheint ein Wechsel zwischen basalen quarzitreichen, mittleren vulkanitreichen und oberen wieder quarzitreicheren Partien vorhanden zu sein (DUIS 1960).

Mit Eintritt in die nordöstlich der Prims-Mulde gelegene Nahe-Mulde tauchen quarzitreiche Konglomerate der Wadern-Schichten in flacher Lagerung in der östlichen und südlichen Umrandung des Nohfeldener Rhyolitmassivs auf. Sie führen nach LEPLA (1894: 13) bis zu 50 cm durchmessende Quarzite und Quarze. Ihre Mächtigkeit wird nach LEPLA l. c. mit mindestens 100 m angenommen.

Auf der nach N und NE folgenden NW-Flanke der Nahe-Mulde treten Gesteine in Waderner Fazies bereits stratigraphisch unter den Vulkaniten auf (FALKE 1959, REIMANN 1969). Die Mächtigkeit dieser Vorkommen ist allerdings nicht sehr groß (nach REIMANN 1969 zwischen 60 und 120 m). Sie bestehen aus Gesteinsmaterial des Hunsrücks (Quarzite und Quarze) und an der Basis der Abfolge aus Rhyolith-Geröllen des Nohfeldener Rhyoliths. In die überwiegend rotbraunen Konglomerate sind bisweilen dünne rhyolithische Tuffe eingeschaltet.

In großer Mächtigkeit (bis 300 m nach FALKE & BANK 1970) und besonders charakteristischer Ausbildung bilden die Wadern-Schichten das Zentrum der Nahe-Mulde im Hangenden der Vulkanite (FALKE 1969, ATZBACH & GEIB 1972).

Die am häufigsten auftretenden Gesteine sind Breccien mit Gerölldurchmessern bis 40 cm. Die Komponenten sind graue bis rötlichgraue Quarzite, Quarze, Sandsteine und Schiefer incl. Lydite, die meist unsortiert in einer sandigen Matrix liegen. Mit zunehmender Entfernung vom Hunsrück nach SE schalten sich beim Übergang in Konglomerate lokal Vulkanitgerölle ein.

Aus dem Gebiet östlich Idar-Oberstein, wo die Wadern-Schichten eindrucksvolle Steilwände an der Nahe bilden, erwähnte FALKE (1954, 1958 und 1965 a) die größte

Ausbildung in der Nahe-Mulde sowie einen Schwemmfächer, der durch ungewöhnlich große Taunusquarzitgerölle charakterisiert ist.

Der Nahe-Mulde weiter nach NE folgend treten die Konglomerate der Waderner Fazies im gesamten Ober-Rotliegend-Profil auf: unter den Vulkaniten, zwischen den einzelnen Vulkanitdecken und im Hangenden der Vulkanite.

Die zwischen den Vulkanitdecken liegenden Konglomerate sind bis zu 10 m mächtig und entsprechen in ihrer Petrographie der schon mehrfach angegebenen Ausbildung. Bei den im Hangenden der Vulkanite auftretenden Konglomeraten sind neben dem Hunsrück-Material besonders in Basisnähe Gerölle der älteren Vulkanitdecken vorhanden. Daneben tauchen Fragmente plattiger rotvioletter Sandsteine und roter Tonsteine auf (STÄEGEMEIR 1979).

Im Raum Kirn läßt sich eine Korngrößenabnahme des Hunsrückmaterials feststellen (max. 10 cm Korndurchmesser), dagegen sind Vulkanitblöcke bis 1 m  $\varnothing$  zu beobachten (KRUG 1979). In dem genannten Raum schwankt die Mächtigkeit der im Liegenden der Vulkanite auftretenden Konglomerate nach LADNORG (1972: 36) von 0 bis 80 m. Das Geröllspektrum besteht aus grünlichgrauen, grünlichen und grauen, selten rötlichen Quarziten; Gangquarzen; roten quarzitischen Sandsteinen; grün-grauen Phylliten und seltenen Kieselstiefen. Während die Quarzit-, Gangquarz- und Sandsteingerölle gut gerundet sind, weisen die Kieselstiefengerölle nur Kantenrundungen auf (LADNORG 1972). Bei den mindestens 330 m mächtigen Wadern-Schichten schwanken die Gerölldurchmesser zwischen 2 und 10 cm bei sonst ähnlicher Zusammensetzung. Die Gerölle sind eingeregelt und oft nur in den Zwickeln von einer siltigen und feinkiesigen Matrix umgeben, an der Phyllitplättchen einen größeren Anteil haben. Die feinkiesigen Matrixanteile bestehen aus 1 bis 3 mm großen grünlichen Phyllitplättchen. Die siltig-feinsandige Matrix ist rot gefärbt, während die größeren und kleineren Komponenten grüngrau gefärbt sind.

In die grobklastischen Bereiche sind zuweilen hellrote, tonige bis siltige Linsen von 10 x 40 cm und geringmächtige sandige Lagen eingeschaltet (SCHÄFER, St. i. Vorber.).

Weiter nordostwärts (Raum Hochstetten-Dhaun, Meckenbach) treten meist Konglomerate mit dunkelbrauner bis braunroter, teilweise intensiv roter, sandiger Matrix auf, in der bis faustgroße Gangquarz-, Quarzit- und Sandsteingerölle eingelagert sind. Die meisten Gerölle sind schlecht gerundet. Selten sind Metadiabas-, Phyllit- und Vulkanitgerölle vorhanden (HOFMANN 1980; SCHÄFER, St. i. Vorber.).

In etwa gleicher Zusammensetzung, aber unter Korngrößenabnahme lassen sich die Konglomerate nach NE verfolgen, wo im Raum E Martinstein lokal Intrusivgesteinsgerölle auftauchen. Auch das Auftreten von linsenförmigen Konglomeratkörpern mit bis zu 15 cm großen Geröllen fällt hier auf (SANDNER 1981). Im Raum Martinstein-Monzingen erscheinen erstmalig bis faustgroße Karbonatgesteinsgerölle (20 km südwestlich des heutigen Herkunftsgebietes) bei sonst ähnlichem Geröllspektrum (REINECK 1955 a, KERZAN 1980). Die Gerölle sind kantengerundet bis mäßig gerundet, häufig plattig und länglich. In den Sandsteingeröllen finden sich vereinzelt devonische Fossilien. Bei Merxheim ergaben nach ATZBACH (1980: 27 f.) gut erhaltene Brachiopoden ein Ober-Ems-Alter der die Gerölle bildenden Sandsteine und Grauwacken, als deren Liefergebiet (ebenso wie das der Karbonatgesteine) das südwestliche Stromberger Synklinorium angesehen werden kann. Im Unterschied zu den begrenzten Vorkommen von Konglomeraten in Waderner Fazies im Liegenden der Vulkanite sind in deren Hangendem bis 30 cm große Vulkanitgerölle



und -bruchstücke vorhanden. Diese Vulkanitgerölle nehmen zum Hangenden hin ab. Im Anstehenden fallen sie im Gegensatz zu den Geröllen aus Devongesteinen des Hunsrücks durch ihren stärkeren Zersetzungsgrad auf. Fast alle Gerölle sind mit einem feinen Hämatitfilm überzogen. Plattige Gerölle sind häufig in südöstlicher Einfallrichtung eingeregelt. Dabei nimmt der Einfallswinkel mit aufsteigendem Profil ab. Die sandig-tonige Matrix der Konglomerate ist durch einen hohen Anteil an grün-gelblichen Phyllit- und Metadiabas-Partikeln charakterisiert. Zuweilen scheinen diese Partikel die Geröllkomponenten schuppenartig zu umgeben. Bemerkenswert sind auch Einschaltungen geringmächtiger, rhyolithischer Tuff-Bänke und siltiger Feinsandsteine in die Konglomeratserie im Raum Weiler (KERZAN 1980).

Die Mächtigkeiten der Wadern-Schichten lassen sich in der gesamten Nahe-Mulde nur als Mindestmächtigkeiten angeben, da die genannten Einheiten die jüngste Muldenfüllung bilden und während der jungtertiären und quartären Erosion z. T. erheblich abgetragen wurden. ATZBACH (1980) gibt auf der Grundlage der von HABICHT (1966) erwähnten 175 m der in der Bohrung Monzingen 1 durchteuften Wadern-Schichten für diese Gesteine eine Mächtigkeit von 400 m im Raum Merxheim - Heimweiler an. ABBASSIAN (1975) nennt für den Raum Otzweiler - Hunsbach Mindestmächtigkeiten von 230 m. Bei nach NE zunehmender Mächtigkeit erreichen sie nach HUY (1980) im Raum Nußbach - Daubach eine Mächtigkeit von 900-1100 m.

In der petrographischen Ausbildung ähneln sie der bisher beschriebenen Fazies, wobei die plattige Geröllform mit Kantenrundungen stark überwiegt. Dadurch wird auch eine undeutliche Schichtung erkennbar (HUY 1980).

Ohne größere Fazieswechsel sind die Konglomerate der Waderner Fazies weiter nach NE zu verfolgen. Sie treten sowohl unter, zwischen als auch über den Vulkaniten auf. Die Gerölle sind meist plattig bis kantengerundet, die Gerölldurchmesser schwanken zwischen 1 und 8 cm mit nach NW zunehmender Tendenz. Teilweise erreichen aber Quarzitgerölle  $\varnothing$  bis 40 cm. Die Sortierung ist extrem schlecht. Das Bindemittel ist durchweg hämatitisch. Im Raum Daubacher Brücke - Bockenau gibt HAMM (1980) eine Mächtigkeit von 500 m für die Wadern-Schichten an. Im Raum S Allenfeld wechsellagern 6 bzw. 5 mächtige Konglomerathorizonte mit 14 bzw. 20 m mächtigen roten Ton-, Silt- und Feinsandsteinen, die zur Playa-Fazies zu rechnen sind (HAMM 1980; ALTENBERGER 1980). Die psammitischen und pelitischen Playa-Sedimente nehmen nach NE ab. Während die unter und zwischen den Vulkaniten liegenden Konglomerate im Bereich zwischen 6 und 50 m Mächtigkeit schwanken, erreichen die im Hangenden der Vulkanite ausgebildeten Sedimente Mächtigkeiten bis 800 m. Sie bilden den Kern der Nahe-Mulde bei Bockenau. Dabei nimmt die Geröllgröße von 15 cm  $\varnothing$  im Basisbereich auf 1,5 cm  $\varnothing$  zum Hangenden hin ab. In Basisnähe treten zu den o. g. Komponenten Vulkanitgerölle der unterlagernden Vulkanite hinzu. Ihr Anteil nimmt von SW nach NE, unabhängig von der Korngröße des sie einbettenden Sediments zu. Die Karbonatgerölle sind dagegen an gröbere Konglomerate gebunden, in feinklastischen Sedimenten sind es Matrixpartikel (ALTENBERGER 1980). Als Besonderheit werden von GEIB (1973) Karbonathohlgerölle erwähnt.

In die Konglomerate sind mehrfach bis 10 m mächtige Sandsteine und Pelite eingeschaltet.

Die Tendenz einer Korngrößenabnahme innerhalb der Konglomerate der Wadern-Schichten vom Rand zum Zentrum der Nahe-Mulde, sowie von unteren Profildbereichen zum Hangenden läßt sich auch in der nordöstlichen Nahe-Mulde



(Raum Sommerloch – Wallhausen – Windesheim – Laubenheim) feststellen. In der Geröllassoziatio n lassen sich in diesem Gebiet deutliche Unterschiede zwischen muldenrandnahen und zentraleren Bereichen erkennen. So weisen die sehr grobkörnigen, beckenrandnahen Breccien bei Wallhausen Karbonat-, Phyllit-, Quarzit- und Quarzgerölle in maximalen Korngrößen von 15 cm  $\varnothing$  auf. Im Raum Braunweiler, 8 km SSW Wallhausen, fehlen dagegen Karbonatgerölle, dafür tauchen Vulkanitgerölle auf. Die Breccien sind hier feinkörnig. Charakteristisch für den Raum Wallhausen und das südöstlich anschließende Gebiet sind daneben die Verzahnungen von Wadern-Schichten und „Sponheimer Schichten“ sensu ATZBACH & GEIB 1972 (AFAJ 1979).

In Richtung des Beckenzentrums nehmen diese Verzahnungen schnell zu (Übergangsbereich Schwemmfächer-, Playa-Sedimente) (Abb. 3, S. 28).

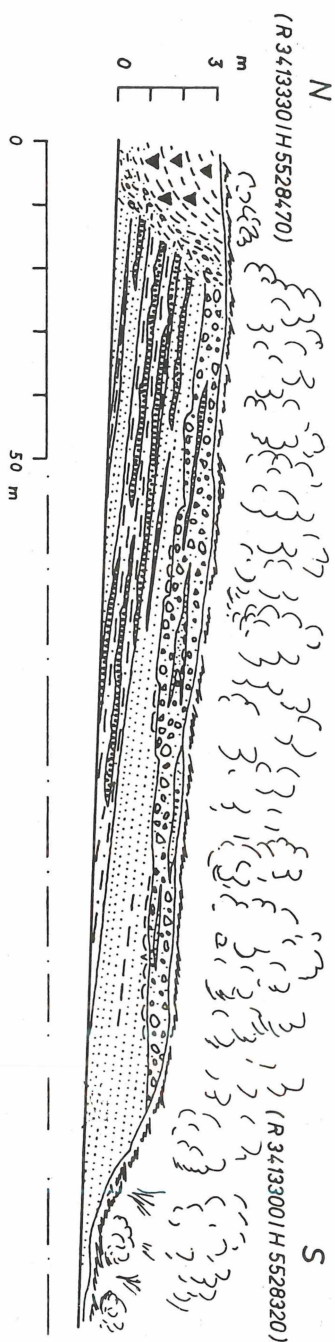
In streichender Fortsetzung nach NE und mit aufschluß- und tektonisch bedingter Annäherung an den Beckenrand (Hunsrück-südrandstörung) sind ab dem Raum Wallhausen die Psephite der Wadern-Schichten fast nur noch als Breccien ausgebildet. In Mächtigkeiten von 780 (Raum Guldental) bzw. 570 m (Raum Trollbachtal) lassen sich innerhalb der Abfolge mehrere Breccien-Einheiten auseinanderhalten, die wahrscheinlich 3 unterschiedlichen Schwemmfächerkomplexen angehören (s. S. 51). So ist im Raum Guldental eine untere, 300 m mächtige grüngraue und rotbraune, Karbonatkomponenten-freie Breccieneinheit mit Schiefer-, Quarzit-, Quarz und Magmatitkomponenten entwickelt. Sie wird von einer 45 m mächtigen rotbraunen Breccie mit Quarzit-, Karbonat-, Quarz-, Schiefer- und Magmatitkomponenten überlagert, in die im Topbereich sandig-pelitisches Lagen eingebettet sind. Darüber folgt eine 30 m mächtige Serie aus rotbraunen Sand- und Siltsteinen, die von einem Paket aus 400 m mächtigen, rotbraunen Breccien mit Quarzit-, Karbonat-, Quarz-, Schiefer- und Magmatitkomponenten abgelöst wird. In dieser Breccieneinheit sind geringmächtige Linsen aus Sand- und Siltsteinen eingeschaltet (STEINEGGER 1977).

Im nordöstlich anschließenden Raum Trollbachtal tritt eine untere, 145 m mächtige rotbraune und grüngraue Breccie mit Quarzit-, Karbonat-, Quarz- und Schieferkomponenten auf, die von einer 160 m mächtigen Karbonatkomponenten-freien grauen Breccieneinheit mit Quarzit-, Quarz- und Schieferkomponenten überlagert wird. Über dieser folgt schließlich eine 260 m mächtige rotbraune und grüngraue Breccienserie, in der neben sandig-pelitisches Einschaltungen Quarzit-, Karbonat-, Quarz-, Schiefer-, Sandstein- und Magmatitkomponenten enthalten sind (Abb. 4 a u. b, S. 29).

Neben den Faziesuntersuchungen wurden in der nordöstlichen Nahe-Mulde (Raum Ellerbachtal-Trollbachtal) die Breccien und Konglomerate der Wadern-Schichten insgesamt sedimentpetrographisch genauer untersucht (STEINEGGER 1977).

Dabei sind die als Schuttstromsedimente gedeuteten Breccien durch folgende Kriterien charakterisierbar:

- Fehlen von Schichttexturen wie z. B. Schrägschichtung, Rippelschichtung, Horizontalschichtung;
- Fehlen von Schichtflächenmarken oder -wülsten;
- Auftreten von großen isolierten Blöcken und vielen Grobkomponenten in einer feinkörnigen Matrix (Abb. 5, S. 30; Abb. 6, S. 31);
- schlechte Sortierung (Abb. 5, S. 30; Abb. 6, S. 31);
- massige Textur und
- scharfe Grenzen zu liegenden Schichten ohne Erosion derselben (Abb. 4 a, S. 29).



Hangschutt



Braune Konglomerate (meist Rinnenfüllungen) mit kantengerundeten Quarz- und Gangquarz-, gerundeten Karbonatgesteins- und Magmatitgerollen. Linsen aus Sandsteinen und Peliten.



Plattige, hellrote Sandsteine, glimmerführend, feingeschichtet, z. T. mit Kleinrippelschichtung und Tonstein-Fasern.



Dünnplattige, dunkelrote Feinsandsteine und Pelite, glimmerreich, mit Riesemarken und Regentropfenabdrücken.



Graubraune, harte Grobsandsteine, reich an Gesteinsbruchstücken, meist karbonhaltig.



Tonsteine, z. T. U-förmig aufgebogen und mit Trockenrissen.

Abb. 3: Verzahnungsbereich zwischen Schwemmfächer- und Playa-Sedimenten im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens. Wegprofil bei Gutenbergl. NWlich Bad Kreuznach (vertikale und laterale Faziesbeziehungen) (leicht verändert aus STRACK 1978: Abb. 7).



Abb. 4a: Schuttstrom-Sedimente der Wadern-Schichten im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens.  
Trollbachtal bei Münster-Sarmsheim S Bingen.

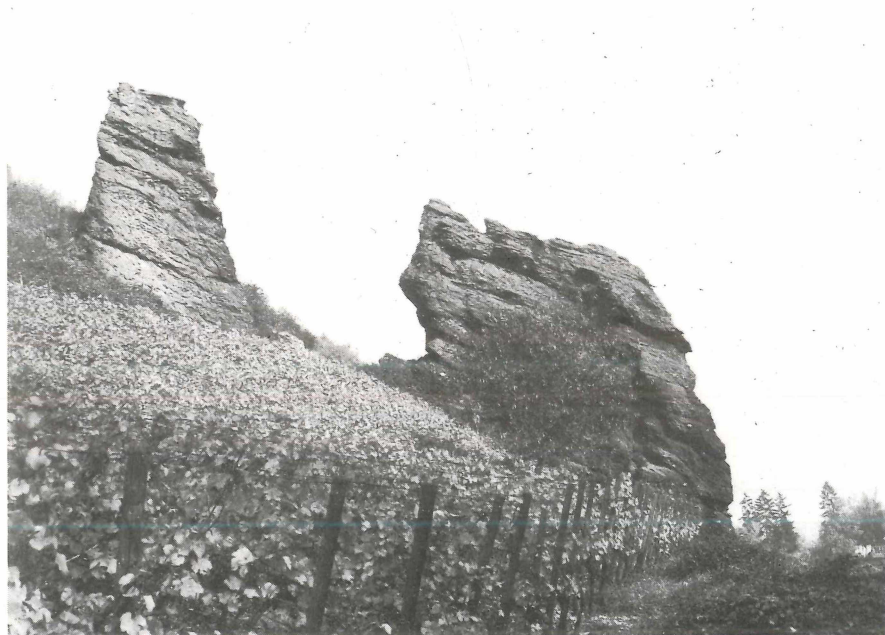


Abb. 4b: Als Felstürme herauswitternde Schuttstrom-Sedimente der Wadern-Schichten im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens.  
Trollbachtal bei Münster-Sarmsheim S Bingen.



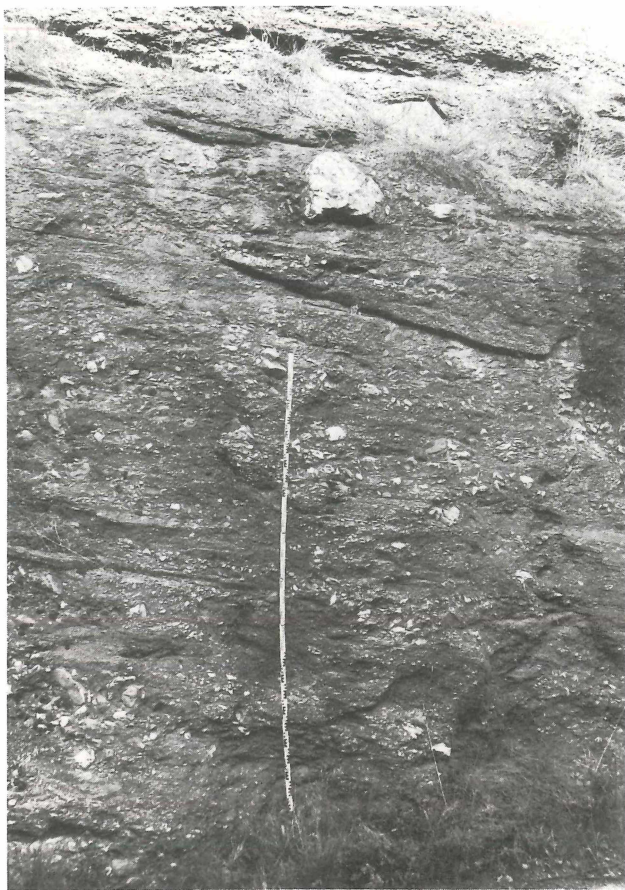


Abb. 5: Angedeutete Schichtung, geringmächtige Rinnenfüllungen ( $\hat{=}$  ehemaligen flachen Rinnen) und große, nicht in die Unterlage eingetiefte große Blöcke in Schuttstrom-Sedimenten der Wadern-Schichten (Ober-Rotliegendes, Saar-Nahe-Becken). Trollbachtal bei Münster-Sarmsheim S Bingen.

Die Mächtigkeit einzelner Breccienhorizonte beträgt max. 1,6 m. Dünnere, zwischen die Breccien eingeschaltete Sandsteinhorizonte erweisen sich als Schichtflut- bzw. Schlammstromablagerungen (Abb. 7 a u. b). Im Gegensatz zu den Breccien sind in diesen Sandsteinen verschiedene Schichtungsarten, Schichtflächenmarken und -wülste sowie Tetrapodenfährten vorhanden (STEINEGGER 1977).

Innerhalb der Wadern-Schichten wurden nicht nur die Breccien, sondern auch ihre Hauptkomponenten, nämlich Karbonat-, Quarzit-, Quarz-, Rhyolith-, Keratophyr-, Andesit- und Diabas-Gerölle genauer petrographisch untersucht.

Das Herkunftsgebiet der Gerölle ist überwiegend der Hunsrück. Dementsprechend sind unter-, mittel- und oberdevonische Gesteine vertreten. Einige Gerölle stammen jedoch aus beckeninternen Bereichen. Sie stellen somit aufgearbeitetes und resedimentiertes Rotliegend-Material dar.



Abb. 6: Sandige Matrix im Komponenten-gestützten Gefüge von Schuttstrom-Sedimenten der Wadern-Schichten (Ober-Rotliegendes, Saar-Nahe-Becken). Trollbachtal bei Münster-Sarmsheim S Bingen. Maßstabslänge 24 cm.



Abb. 7a: Schichtflut-Sandsteinlagen zwischen Schuttstrom-Einheiten der Wadern-Schichten (Ober-Rotliegendes, Saar-Nahe-Becken). Aufschluß am Schützenhaus bei Windesheim/Nahe. Maßstabslänge 62 cm.





Abb. 7 b: Schichtflut-Sandsteinlagen zwischen Schuttstrom-Einheiten der Wadern-Schichten (Ober-Rotliegendes, Saar-Nahe-Becken). Aufschluß am Schützenhaus bei Windesheim/Nahe. Maßstabslänge 42 cm.

Die Petrographie der einzelnen Geröllgruppen läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

1. Karbonat-Gerölle (AFAJ 1980)

An ihnen durchgeführte Mikrofaziesanalysen ergaben insgesamt 11 Mikrofaziestypen. Diese konnten z. T. sehr gut mit Mikrofaziestypen der Kalksteine des Stromberger Synklinoriums verglichen werden, die BANDEL & MEYER (1975) bekanntgemacht haben. Dabei wurden Dolomitgerölle wieder entdeckt, deren Existenz zwar im vorigen Jahrhundert vermerkt, in neueren Arbeiten aber bestritten wurde. Die Diskussion des Dolomitierungszeitpunktes der Dolomite ergab dessen vermutliche Festlegung zwischen Ober-Adorf und Westfal. Außerdem gelang bei einigen Mikrofaziestypen der Nachweis einer Inversion der stratigraphischen Positionen, d. h. junge (oberdevonische) Kalksteine stecken als Gerölle in den Basisabschnitten der Wadern-Schichten, während ältere (mitteldevonische) Kalksteine als Gerölle in den jungen Nahe-Mulden-Kern-Abschnitten der Wadern-Schichten zu finden sind. Die regionale Verteilung der Mikrofaziestypen der Karbonatgerölle deutet auf 3 verschiedene Schwemmfächer im Raum zwischen dem Ellerbach- und dem Trollbachtal hin.

2. Quarzit-Gerölle (KERZAN 1981)

Durch die petrographische Untersuchung der Quarzitgerölle ist es gelungen, bezüglich ihres ersten Auftretens in den einzelnen Profilbereichen eine gewisse Abfolge zu erkennen. So überwiegen in den unteren Profilabschnitten der Wadern-Schichten „reinere“ Quarzite, wie sie für den Taunusquarzit (speziell den

Unteren Taunusquarzit) des Hunsrücks typisch sind. Daneben treten geschieferte und wenige, u. a. durch Glimmer „verunreinigte“ Quarzite auf, deren Zuordnung zum Liefergebiet verschiedene Möglichkeiten offen läßt. Dagegen sind einige der in den oberen Profilabschnitten der Wadern-Schichten verstärkt auftretenden „verunreinigten“ Quarzite direkt mit Quarziten der stratigraphisch unter dem Taunusquarzit liegenden Bunten Schiefer und Hermeskeil-Schichten des Unterdevons im Guldenbachtal vergleichbar.

Die an den Quarzitgeröllen durchgeführten granulometrischen Untersuchungen bestätigen die makroskopische Ansprache, nämlich daß es sich bei den Gesteinen der Wadern-Schichten in den beckenrandnahen Teilen zwischen Ellerbach- und Trollbachtal weitgehend um Breccien handelt.

Eine Ausnahme bilden Konglomerate im Raum südlich Bockenu, die neben Rotliegend-Vulkanitgeröllen wesentlich besser gerundete Quarzitgerölle enthalten als die näher am nördlichen Beckenrand gelegenen Breccien. Während die Quarzitgerölle in den beckenrandnahen Bereichen in aus dem Hunsrück kommenden Schuttströmen auf Schwemmfächern abgelagert wurden, sind die besser gerundeten, südlicher auftretenden Gerölle aquatisch umgelagert und in Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen an Rhyolith- und Andesitgeröllen von E nach W transportiert worden.

Bei der Betrachtung der regionalen Verteilung der einzelnen Quarzitgerölltypen ergeben sich hinsichtlich ihres Auftretens in einzelnen Schwemmfächern Hinweise darauf, daß einmal zwischen dem Guldenbach- und dem Trollbachtal-Bereich und zum anderen im Bereich Wallhausen insgesamt 3 Schwemmfächer existiert haben müssen.

### 3. Rhyolith- und Keratophyr-Gerölle (HOFMANN 1981)

Die petrographische Bearbeitung der Rhyolith-Gerölle ergab ihre Herkunft vom Kreuznacher Rhyolith-Massiv, die der Keratophyrgerölle vom Südhunsrück (Raum Stromberg). Damit erweisen sich die Keratophyrgerölle als auf Schwemmfächern zusammen mit Karbonat-, Quarzit- und Schiefer-Geröllen abgelagert und vom Hunsrück nach SE in das Saar-Nahe-Becken geschüttet. Die Rhyolith-Gerölle wurden dagegen aquatisch vom Kreuznacher Rhyolith-Massiv aus nach W transportiert.

### 4. Andesit- und Diabas-Gerölle (HUY 1981)

Betreffs der Herkunft dieser Gerölle kann von vornherein von verschiedenen Liefergebieten ausgegangen werden, nämlich daß die Diabas-Gerölle aus dem Hunsrück und die Andesit-Gerölle aus beckeninternen Rotliegendevorkommen selbst stammen. Die Ergebnisse der Andesitgerölluntersuchungen zeigen, daß sie in verschiedene petrographische Typen unterteilt und unterschiedlichen beckeninternen Liefergebieten zugeordnet werden können. So stammen die Andesit-Gerölle des Trollbach-, Fichtekopf- und Guldenbach-Bereichs aus dem Raum Wendelsheim (Rheinhausen) bzw. aus der Nordumrandung des Donnersberges, sind also aus östlichen bis südöstlichen Richtungen zum Ablagerungsort transportiert worden.

Die Andesit-Gerölle aus dem weiter westlich gelegenen Ellerbach-Bereich stammen dagegen aus heute nicht mehr zugänglichen oder völlig erodierten Vulkanitvorkommen östlich des Ellerbachtales.

Das Liefergebiet der Diabas- bzw. auch nachgewiesener Metadiabas-Gerölle ist der südliche Hunsrück. Diese Gerölle stellen die Schwemmfächerfazies dieser Gruppe dar.

Nordöstlich des Raumes Trollbachtal – Laubenheim werden Aussagen über die Rotliegendgesteine schwieriger, da sie von hier ab von tertiären und quartären Gesteinen des Mainzer Beckens überlagert werden.

Informationen aus einem weiter nordöstlich gelegenen, aber nicht beckenrandnahen Vorkommen stammen zum einen von der Bohrung Olm 1 bei Ober-Olm S Mainz (HABICHT 1966; NEGENDANK 1967) und zum anderen vom Niersteiner Horst (FALKE 1960, 1966; SONNE 1972, 1973).

Die Konglomerate der Wadern-Schichten der Bohrung Olm 1 sind mittel- bis grobkörnig, schlecht sortiert und besitzen Quarzit-, Tonschiefer-, Phyllit-, Sandstein-, Tonstein- und saure sowie intermediäre Vulkanit-Gerölle mit max. 7 cm  $\phi$ . Viele Gerölle sind plattig. Bei dem unverwitterten Kernmaterial läßt sich durchweg ein Karbonatzement feststellen.

Während die meisten Gesteinsgerölle aus dem Taunus ableitbar sein dürften, deuten bemerkenswerte Gehalte an rel. frischen Feldspäten evtl. auf ein im SE gelegenes Grundgebirgsliefergebiet hin.

Erstaunlicherweise besitzen die einzelnen Konglomerathorizonte im Gegensatz zu den weiter im SW gelegenen Vorkommen der Nahe-Mulde eine geringe Mächtigkeit (max. 80 cm).

Die von HABICHT (1966) für die Wadern-Schichten angegebene Gesamtmächtigkeit von 483 m (abzüglich der Limburgitgänge) muß nach der faziesbedingten notwendigen Differenzierung in verschiedene Schichtenbezeichnungen (s. S. 11 f.) angezweifelt werden, da die Hauptmasse der durchteuften Ober-Rotliegend-Sedimente aus Sandsteinen und Peliten besteht.

Größere Oberflächenareale von Ober-Rotliegend- bzw. Wadern-Schichten sind in beckenrandnahen Bereichen erst wieder in der östlich des Rheines gelegenen Fortsetzung des Saar-Nahe-Beckens, der Hofheimer Horstscholle, zu beobachten (LEPPLA 1924; NÖRING 1951; KÜMMERLE & SEMMEL 1969; FALKE 1969, 1971; KOWALCZYK 1978).

Diese Horstscholle wird vom Rheingraben im E begrenzt (s. auch STAPF & HARTMANN 1981: Abb. 1). Sie soll in Übereinstimmung mit NÖRING (1951), FALKE (1969, 1971) und KOWALCZYK (1978) als nordöstlichster Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens betrachtet werden, der nordöstlich des Oberrheingrabens vom Wetterau-Teiltrag des Lothringen-Saar-Nahe-Hessen-Troges abgelöst wird.

Die in der Hofheimer Horstscholle im Raum Hofheim – Langenhain – Breckenheim auftretenden Gesteine sind grobkörnige Konglomerate mit Quarzit-, Quarz-, Sandstein- und Karbonatkomponenten (LEPPLA 1924). Die Gerölle erreichen maximal 50 cm  $\phi$  und sind kaum gerundet oder kantengerundet. Plattige Quarzite sind oft schichtparallel eingeregelt. Die feinkörnige, glimmerreiche Matrix wird als zerriebene Masse von Tonschiefern und Phylliten gedeutet. Alle Gesteinsbestandteile werden vom Taunus als Liefergebiet hergeleitet. Die Mächtigkeit der Ober-Rotliegend-Schichten wird mit 500–1000 m angegeben (KÜMMERLE in KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 20 ff.).

Die Vorkommen von Breccien und Konglomeraten der Wadern-Schichten im südlichen Randbereich des Saar-Nahe-Beckens sind vor allem auf die Region Albersweiler/NW Landau i. d. Pf. – Dernbach – Queichhambach – W Ranschbach konzentriert. Hier wie auch im übrigen südpfälzischen Oberrheingrabenrandbereich wurden sie von HENTSCHEL (1963) umfassend faziell untersucht.



Nordöstlich des Raumes Trollbachtal – Laubenheim werden Aussagen über die Rotliegendgesteine schwieriger, da sie von hier ab von tertiären und quartären Gesteinen des Mainzer Beckens überlagert werden.

Informationen aus einem weiter nordöstlich gelegenen, aber nicht beckenrandnahen Vorkommen stammen zum einen von der Bohrung Olm 1 bei Ober-Olm S Mainz (HABICHT 1966; NEGENDANK 1967) und zum anderen vom Niersteiner Horst (FALKE 1960, 1966; SONNE 1972, 1973).

Die Konglomerate der Wadern-Schichten der Bohrung Olm 1 sind mittel- bis grobkörnig, schlecht sortiert und besitzen Quarzit-, Tonschiefer-, Phyllit-, Sandstein-, Tonstein- und saure sowie intermediäre Vulkanit-Gerölle mit max. 7 cm  $\phi$ . Viele Gerölle sind plattig. Bei dem unverwitterten Kernmaterial läßt sich durchweg ein Karbonatzement feststellen.

Während die meisten Gesteinsgerölle aus dem Taunus ableitbar sein dürften, deuten bemerkenswerte Gehalte an rel. frischen Feldspäten evtl. auf ein im SE gelegenes Grundgebirgsliefergebiet hin.

Erstaunlicherweise besitzen die einzelnen Konglomerathorizonte im Gegensatz zu den weiter im SW gelegenen Vorkommen der Nahe-Mulde eine geringe Mächtigkeit (max. 80 cm).

Die von HABICHT (1966) für die Wadern-Schichten angegebene Gesamtmächtigkeit von 483 m (abzüglich der Limburgitgänge) muß nach der faziesbedingten notwendigen Differenzierung in verschiedene Schichtenbezeichnungen (s. S. 11 f.) angezweifelt werden, da die Hauptmasse der durchteuften Ober-Rotliegend-Sedimente aus Sandsteinen und Peliten besteht.

Größere Oberflächenareale von Ober-Rotliegend- bzw. Wadern-Schichten sind in beckenrandnahen Bereichen erst wieder in der östlich des Rheines gelegenen Fortsetzung des Saar-Nahe-Beckens, der Hofheimer Horstscholle, zu beobachten (LEPPLA 1924; NÖRING 1951; KÜMMERLE & SEMMEL 1969; FALKE 1969, 1971; KOWALCZYK 1978).

Diese Horstscholle wird vom Rheingraben im E begrenzt (s. auch STAPF & HARTMANN 1981: Abb. 1). Sie soll in Übereinstimmung mit NÖRING (1951), FALKE (1969, 1971) und KOWALCZYK (1978) als nordöstlichster Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens betrachtet werden, der nordöstlich des Oberrheingrabens vom Wetterau-Teiltrag des Lothringen-Saar-Nahe-Hessen-Troges abgelöst wird.

Die in der Hofheimer Horstscholle im Raum Hofheim – Langenhain – Breckenheim auftretenden Gesteine sind grobkörnige Konglomerate mit Quarzit-, Quarz-, Sandstein- und Karbonatkomponenten (LEPPLA 1924). Die Gerölle erreichen maximal 50 cm  $\phi$  und sind kaum gerundet oder kantengerundet. Plattige Quarzite sind oft schichtparallel eingeregelt. Die feinkörnige, glimmerreiche Matrix wird als zeriessene Masse von Tonschiefern und Phylliten gedeutet. Alle Gesteinsbestandteile werden vom Taunus als Liefergebiet hergeleitet. Die Mächtigkeit der Ober-Rotliegend-Schichten wird mit 500–1000 m angegeben (KÜMMERLE in KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 20 ff.).

Die Vorkommen von Breccien und Konglomeraten der Wadern-Schichten im südlichen Randbereich des Saar-Nahe-Beckens sind vor allem auf die Region Albersweiler/NW Landau i. d. Pf. – Dernbach – Queichhambach – W Ranschbach konzentriert. Hier wie auch im übrigen südpfälzischen Oberrheingrabenrandbereich wurden sie von HENTSCHEL (1963) umfassend faziell untersucht.

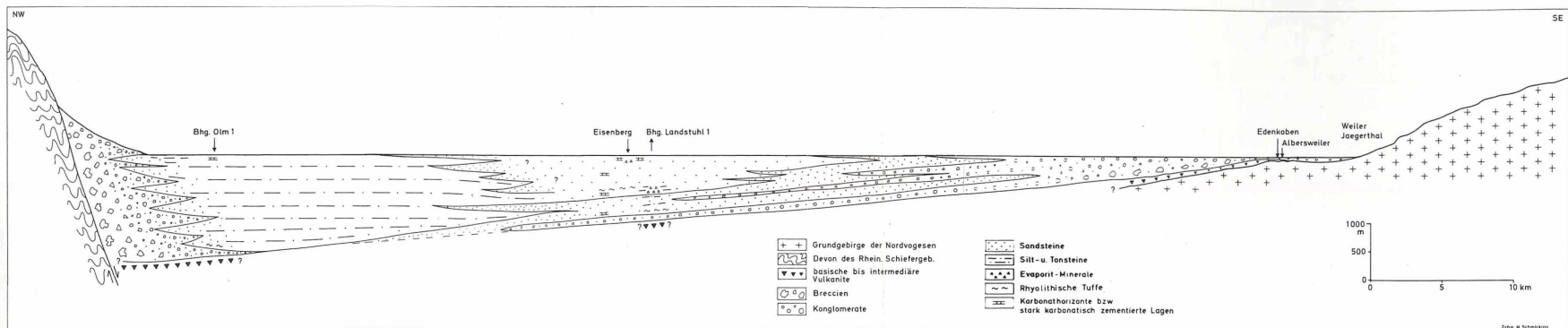


Abb. 8: Schematisches Faziesprofil des Playa-Ablagerungsmilieus im Ober-Rotliegenden des nordöstlichen Saar-Nahe-Beckens nach HENTSCHEL (1963), HABICHT (1966), FALKE (1971), STEINEGGER (1977), MEISSNER et. al. (1980), STRACK & STAPF (1980), KÖRPER (1981), DREYER, FRANKE, STAPF (1983) und eigenen Untersuchungen. Ca. 4fach überhöht. Beckeninterne tektonische bzw. intrusionstektonische Vorgänge und Strukturen sind nicht berücksichtigt. Entsprechend dem Streichen des Beckens sind verschiedene Lokalitäten in die Profil-Linie projiziert, die im Gelände nicht darauf liegen.

In der engeren Umgebung von Albersweiler haben GREINER (1975) und HARTKOPF (1981) detaillierte Untersuchungen der Breccien und Konglomerate der Wadern-Schichten durchgeführt. Im Kaiserbachtal wurden sie von FRENZEL & ATTIA (1969) studiert. Die nach HENTSCHEL (1963: 148) fast ausschließlich als rotbraune bis graurote Breccien und Konglomerate vorliegenden Wadern-Schichten setzen sich „vorwiegend aus eckigen bis schwach kantengerundeten Komponenten unterschiedlicher Größe zusammen. Obwohl partienweise grobe Schichtung infolge von Korngrößenunterschieden zu erkennen ist, zeigen diese Ablagerungen weder mit aufsteigendem Profil noch in der horizontalen Erstreckung eine ausgesprochene Sortierung und Klassierung. Bis zu kopfgroße Gerölle finden sich im gesamten Profil der Breccien. Vereinzelt treten in den Waderner Schichten dünne Linsen eines grünlichen und rötlichen, glimmerreichen Sandsteins auf. Die Hauptverbreitung der Waderner Schichten liegt im Gebiet des Queichtales. Hier bestehen die Breccien/Konglomerate vorwiegend aus Geröllen von Biotitgneis (Typ Albersweiler), Melaphyr und Melaphyrmandelstein, sowie graugrünem und schwarzem Knotenschiefer (Typ Burrweiler-Weyher). Nur vereinzelt sind Milchquarz- und Granitgerölle zu finden. Das Bindemittel setzt sich zusammen aus feinem Zerreibsel der gen. Komponenten und tonigem, eisenschüssigem Sand“.

Aufgrund von granulometrischen Untersuchungen der Breccien und Konglomerate fand GREINER (1975: 100 ff.) trotz ihrer allgemein schlechten Sortierung zunehmende Werte von SE nach NW. Weiterhin erkannten er (l. c.: 98 f.) und HARTKOPF (1981: 25 ff.) eine charakteristische Verteilung der „Leit“-Komponenten: „Olivinporphyr“ (basalt. Andesit)-Gerölle erreichen im Modenbachtal die höchsten Gehalte und verschwinden nach S fast völlig. Rhyolith-Gerölle kommen nur im Bereich des Modenbachtals vor und verschwinden ebenfalls nach S. Granit-Gerölle sind im Bereich Burrweiler – Albersweiler am häufigsten und gehen südlich des Queichtals stark zurück. Bei den Tonschiefergeröllen ist die umgekehrte Tendenz eines Prozentanstiegs südlich der Queich festzustellen.

Aufgrund seiner Gesamtergebnisse folgert GREINER (1975) eine Schüttung der Psephite der Wadern-Schichten aus E bzw. SE aus dem Gebiet der Nordvogesen-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle. Dies stimmt gut mit der von HENTSCHEL (1963: 149) ermittelten Mächtigkeitsverteilung der Wadern-Schichten überein, der vom Maximum von 110 m im Raum Albersweiler aus eine Abnahme sowohl nach NW und N, aber auch nach SSW festgestellt hat (s. auch ILLIES 1963).

Wie sich der Mächtigkeitsanstieg der Schwemmfächerfazies der Wadern-Schichten in Verbindung mit aus der o. g. Schwellenregion stammenden Komponenten nach SE entwickelt, läßt sich wegen fehlender Informationen aus der unter dem Oberrheingraben verborgenen Bereiche z. Z. noch nicht ermitteln.

Auch die Entwicklung der o. g. Fazies nach NW stößt wegen der Überdeckung durch jüngere Schichten, vor allem des Buntsandsteins, auf enorme Schwierigkeiten. Bis zu den besser aufgeschlossenen Vorkommen auf dem NW-Flügel der Pfälzer Mulde erscheinen nur wenige, kleinflächige Areale am Haardtrand und im östlichen Pfälzerwald, die kaum Anhaltspunkte bieten.

In diesem Zusammenhang dürfen die in der Bohrung Landstuhl 1 durchteuften Schichten nicht außer Acht gelassen werden, da sie ebenfalls zum SE-Flügel der Pfälzer Mulde gehören (HABICHT 1966). Die Bohrung, die am Stockborner Hof bei

Battweiler NW Zweibrücken im Unteren Muschelkalk ansetzte, erbrachte nach HABICHT (1966) 374 m Untere Wadern-Schichten. An ihrem Aufbau beteiligen sich Konglomerate mit Geröllen, deren Größe vom Liegenden zum Hangenden abnimmt.

Auf dem NW-Flügel der Pfälzer Mulde treten dann wieder Psephite in verschiedenen Profilabschnitten des Ober-Rotliegenden auf, die aber eine unterschiedliche Genese haben.

So sind zum einen die Rhyolith-Breccien bzw. -Konglomerate in der engeren Umgebung des Donnersberges (REIS 1921, SCHWAB 1967, LORENZ 1971, HANEKE et al. 1983), des Kreuznacher Rhyoliths (STRACK 1978) und des Nohfeldener Rhyoliths (FALKE 1959) zu nennen, die aber wegen ihres lokalen Schuttfächercharakters in dieser Arbeit nicht behandelt werden sollen. Auch andere lokale Konglomerate, z. T. unbekannter Entstehung, wie z. B. das Andesitkonglomerat von Nanzdietschweiler - Niedermohr - Schrollbach (KAMPF 1981, SCHWEITZER 1981) oder geringmächtige, fluviale Konglomerate sollen nicht berücksichtigt werden.

Erst dem jüngsten Ober-Rotliegend-Konglomerat der Pfälzer Mulde, dem Quarzit-Konglomerat, wird mit REIS (1921: 63 f.) und FALKE (1974 a: 10) wieder ein Schwemmfächercharakter zugeschrieben, so daß es hier erwähnt wird, wenn auch seine detaillierte, sedimentologische Untersuchung noch aussteht. Auch seine stratigraphische Stellung ist noch nicht endgültig geklärt, da REIS in AMMON (1903: 122, 1910: 133) und REIS (1921: 63) mit ihm die Standenbühler Schichten beginnen läßt, FALKE (1974 a: 5) es an den Top der darunter liegenden Wadern-Schichten und BOY & FICHTER (1982: 617) es an deren Basis stellen.

Es taucht in der südöstlichen, südlichen und südwestlichen Umgebung des Donnersberges auf und erstreckt sich von NE [im Raum Bolanden nach LUPPA (1981: 14) 150 m mächtig, 200 m maximal nach REIS 1921: 63] 32 km weit bei abnehmender Mächtigkeit nach SW bis in den Raum Katzweiler - Mückenhof N Rodenbach (SCHÄFER, K. 1961: 59 gibt für diesen Raum noch 30 m Mächtigkeit an). Wie die Aufschlüsse zeigen, besteht es bei den erwähnten Mächtigkeitsschwankungen nicht durchweg aus Konglomerat, sondern stellt vielmehr eine Wechsellagerung von grobgeröllführenden und sandigen Lagen dar. In den Konglomeratbänken findet man an Komponenten maximal bis 50 cm durchmessende grüne und rote Quarzite, Kieselschiefer, seltener Gangquarze und Rhyolithe und sehr selten Granite, Gneise und Glimmerschiefer in einer durchweg rötlichen, grobsandigen Matrix (FALKE 1954 b: 49, SCHWAB 1967: 29, KÖRPER 1981: 12). Die Gerölle sind kantengerundet bis gerundet. Trotz des geringen Verfestigungsgrades fallen großmaßstäbliche Schrägschichtungen auf, die nach Messungen im Raum Bolanden eine Transportrichtung nach WNW ergeben (LUPPA 1981: 13). Bezüglich der Herkunft der Geröllfracht bestehen unterschiedliche Ansichten. Während REIS (1921: 64) als Liefergebiet den Taunus annimmt, geht SPUHLER (1957) von einem nahegelegenen Liefergebiet aus. Aufgrund der verschiedenen, meist ortsfremden Komponenten und der deutlichen Mächtigkeitsabnahme nach SW schließt FALKE (1954 b: 49 und 1969: 145) auf einen Sedimenttransport aus südlicher bis südwestlicher Richtung bzw. aus östlicher bis südöstlicher Richtung. Immerhin lassen die bis jetzt vorliegenden Kenntnisse den Schluß zu, daß aufgrund der ausgebildeten Schrägschichtungskörper fluviative Strömungen bei der Bildung der Quarzit-Konglomerat-Einheit beteiligt gewesen sein müssen. Die paläogeographische Gesamtsituation, der Transportrichtungswert aus dem Raum Bolanden und die Mächtigkeitsabnahme nach SW stützen die Ansicht FALKE's 1969.

### 3.2. Sandsteine und Pelite (Playa-Sedimente)

Wie die vorher beschriebenen Breccien und Konglomerate treten auch die Sandsteine und Pelite in 2 verschiedenen Faziesbereichen innerhalb des Saar-Nahe-Beckens auf, nämlich einmal im NW-Bereich (Prims- und Nahe-Mulde) und zum anderen im SE-Bereich (Pfälzer Mulde).

Aufgrund ihrer Bildungsbedingungen verzahnen sie sich mit den Psephiten der Randfazies-Zonen und nehmen dann in rel. großer Verbreitung und Mächtigkeit zentralere Faziesbereiche ein.

Es würde den Rahmen der Arbeit sprengen und wäre aufgrund z. T. noch ungenügender Kenntnis schlecht möglich, hier in allen Einzelheiten sämtliche Verzahnungs- und Beckenfaziesausbildungen zu erläutern.

Für die Prims-Mulde liegen nur sehr wenige Informationen vor. So erwähnen nur WEISS & GREBE (1889: 24) graue und rötlichgraue, dichte Dolomite in Knauern und dünnen Lagen bei Schmelz-Außen.

Für die Nahe-Mulde W und SW Bad Kreuznach wurden sie zusammenfassend von ATZBACH & GEIB (1972) als Sponheimer Schichten (s. auch S. 12) dargestellt. Danach sind sie vor allem in den Räumen Sien – Hundsbach – Kirschroth – Sobernheim sowie Bockenau – Sponheim – Rüdesheim/Nahe – Hargesheim verbreitet.

Speziellere Beschreibungen aus dem erstgenannten Raum stammen von ATZBACH (1980), ABBASSIAN (1975), THEUERJAHR (1967), KERZAN (1980), DIETZ (1976), GEIB (1950) und AXTHELM (1975).

Nach ATZBACH (1980: 28 ff.) setzen sie sich bei einer im Gebiet Kirschroth ermittelten Mächtigkeit von 300 m aus „roten bis rotvioletten bzw. rotbraunen, gut geschichteten Sand- und Tonsteinen zusammen. Gelegentlich, besonders im unteren Abschnitt enthalten sie noch Feinkonglomeratlagen, deren Komponenten aber im Vergleich zu denen der Waderner Schichten kleinere Durchmesser (um 1 cm schwankend) haben und gut gerundet sind . . . Nach oben hin nehmen die Gerölllagen deutlich ab“. Für den Raum Sobernheim gibt DIETZ (1976: 25) über 700 m Mächtigkeit an. Nicht nur mit aufsteigendem Profil, sondern auch von NW nach SE und von SW nach NE verliert sich die Grobgeröllführung. Die deutlich entwickelte Schichtung, z. T. unregelmäßige Feinschichtung oder kleindimensionale Schrägschichtung (Rippelschichtung) weisen neben der guten Rundung der Gerölle auf aquatischen Transport hin, wobei die Fazieszusammenhänge einen Haupttransport von NW nach SE, also vom Beckenrand zum Beckenzentrum andeuten. Der Verzahnungsbereich zwischen Schwemmfächer- und Playa-Fazies ist selten gut aufgeschlossen.

Eine solche Stelle wird von KERZAN (1980: 41 ff.) bei Weiler beschrieben, an der auf einer Querprofillänge von 26 m eine Wechsellagerung von roten bis rotvioletten siltigen Feinsandsteinen (max. 7 m mächtig) mit roten bis rotvioletten und grau-grünen Konglomeraten aufgeschlossen ist. Bei stärkerer Verfestigung der Sandsteine sind sie karbonatisch gebunden. An der Basis der Folge sind zudem graue, geringmächtige, feingeschichtete rhyolithische Tuffe eingeschaltet.

Ein weiterer Aufschluß im Verzahnungsbereich liegt im Bahneinschnitt bei Martinstein vor, der von REINECK (1955 a + b) beschrieben wurde. Hier liegt eine Wechsellagerung aus dominierenden, über 12 m mächtigen roten Konglomeratbänken mit maximal 3 m mächtigen roten Feinsand- und Siltsteinen vor. Im unteren

Profilabschnitt schalten sich in maximal 3,5 m mächtigen Folgen aus Silt- und Tonsteinen mehrere, bis 50 cm mächtige Tuffithorizonte ein. Die die Playa-Fazies repräsentierenden Feinsand- und Siltsteinpakete enthalten im unteren Profilabschnitt nach REINECK (1955 a: 292) noch vereinzelt cm-dünne Gerölllagen. Darin zeigen flache und dachziegelförmig gelagerte Gerölle eine Strömung aus nordwestlicher Richtung an. Häufiger wurde zyklischer Aufbau von gröberem Sandstein zu tonigem Siltstein beobachtet, wobei auf Schichtflächen des obersten Gesteinshorizontes Regentropfenabdrücke erhalten sind. Am Top der unteren Sand-Siltstein-Folge erscheinen auf verschiedenen Schichtflächen Regentropfenabdrücke, Eiskristallabdrücke, Tetrapodenfährten, Arthropodenfährten, Walchienzweige, Schleifspuren, Rieselfelder, Rippelmarken und Sedimentfahnen mit Luvgräben (REINECK 1955 a: 292 ff.). In einer weiter profilaufrwärts ausgebildeten Sand-Siltsteinsfolge beobachtete REINECK l. c. neben Regentropfenabdrücken, Rieselmarken, Trockenrisse und Wurmsspuren (s. auch Kap. 4, S. 49). „In diesen Abschnitt ragen von W her, auf die liegenden Schichten nach E transgredierend, 5 durch sandige Zwischenschichten getrennte Konglomeratzungen hinein, wobei das hangende Konglomerat jeweils weiter nach E vorstößt“ (REINECK 1955 a: 294).

Schließlich soll der bekannte Aufschluß der Ziegelei-Tongrube der Firma Eimer in Sobernheim, der ebenfalls im Verzahnungsbereich Schwemmfächer-Playa-Fazies liegt, nicht unerwähnt bleiben. Er war schon häufig Gegenstand geologischer Bearbeitungen und wurde dementsprechend von FALKE in mehreren Arbeiten (zuletzt 1974 a), GEIB (1950) und ATZBACH (1980) erwähnt bzw. beschrieben.

Dort erscheinen unter und zwischen 50 bis 100 cm mächtigen roten Konglomeratbänken bzw. mächtigeren Grobsandsteinbänken rote Feinsandsteinbänke von maximal 2 m Mächtigkeit. Besonders interessant ist ein über 12 m mächtiger Abschnitt im unteren Profilbereich aus Sand-, Silt- und Tonsteinen, der an der Basis einen ca. 3 m mächtigen, überwiegend graugrünen Komplex der o. a. Gesteine enthält, in die mehrere geringmächtige Kalksteinbänke eingelagert sind. Diese Gesteinsfolge ist durch ihren Fossilreichtum bekannt geworden (s. Kap. 4, S. 49 f). Dieser weist neben den auftretenden Kalksteinen darauf hin, daß hier über längere Zeit ein seeartiger Wasserkörper vorhanden war. Der Wasserkörper wurde allmählich zusedimentiert und fand erst durch die oben erwähnten grobklastischen Schwemmfächerausläufer an dieser Lokalität einen Abschluß. Die Hinweise von DIETZ (1976: 20) und AXTHELM (1976: 19) auf z. T. 50 cm mächtige rote Kalksteine direkt über einem im Profil tiefer liegenden Vulkanit E Sobernheim zeigen, daß in diesem Gebiet schon unter dem stratigraphischen Niveau der Ziegelei Eimer Playa-Seen existiert haben.

Im weiter nordöstlich gelegenen Verbreitungsgebiet Bockenau – Sponheim – Rüdesheim/Nahe – Hargesheim wurden die „Sponheimer“ Schichten sensu ATZBACH & GEIB (1972) von SW nach NE von GEIB (1973), ALTENBERGER (1980), KLAASSEN (1982), HAMM (1980), AFAJ (1979), STRACK (1978) und STEINEGGER (1977) beschrieben. Während ATZBACH (1980) eine ganz ähnliche Gesteinsbeschreibung wie GEIB (1973: 43 ff.) gibt, machen ATZBACH & GEIB (1972), HAMM (1980), ALTENBERGER (1980) und KLAASSEN (1982) aus dem Raum Bockenau – Sponheim genauere Angaben über Fazies und Verbreitung der „Sponheimer“-Schichten. Dabei fällt besonders auf, daß im Bereich der namensgebenden Ortschaft keine der im Sinne der stratigraphischen Richtlinien verwertbaren Aufschlüsse für die Schichtenbeschreibung vorhanden sind.

Im Bereich Bockenau (SE-Flanke der Nahe-Mulde) läßt sich dagegen die Fazies

besser studieren. So treten W des Göttelsheimer Felsens (SW Bockenau) jeweils mehrere m mächtige rote Feinsand- und Siltsteine in Wechsellagerung mit Feinkonglomeraten auf. Die Feinsandsteine zeichnen sich durch eine Häufung von grünlichen Phyllitkomponenten auf den Schichtflächen aus. An der Straße Bockenau – Steinhardt (gegenüber der Gießerei) nahmen ATZBACH & GEIB (1972: 13) ein 31 m mächtiges Profil aus dominierenden roten Tonsteinen auf. Im mittleren und oberen Profilabschnitt sind einige rote und rotviolette Feinsandsteinbänke eingelagert. Geringmächtige Feinkonglomerate treten nur zweimal im Profil auf. Zu den Besonderheiten der Abfolge zählen eine rötliche bis graue, 90 cm mächtige Kalksteinbank im unteren und 2 jeweils 40 cm und 1,05 m mächtige graue und weiße rhyolithische Tuffhorizonte im unteren und mittleren Profilabschnitt. Eine wahrscheinlich 800 m entfernte nordöstliche Fortsetzung der oben erwähnten Kalksteinbank findet sich SE Bockenau an einer Feldwegböschung (ALTENBERGER 1980: 43). Profilaufwärts (Sportplatz Bockenau) folgen mehrere m mächtige Phyllitplättchenführende Feinsandsteine. Stellenweise treten ca. 30 cm lange und 3 cm mächtige weißgrüne Karbonatgesteinslinsen auf (ALTENBERGER 1980: 44). In deren Nachbarschaft sind Wurmbauten entwickelt. Darüber folgen 40 cm mächtige zyklisch aufgebaute Konglomerat-Sandstein-Karbonat-Serien, die sich auf 4 m Profilmächtigkeit wiederholen. Weiter zum Hangenden dominieren Feinsandsteine, die oft karbonatischen Zement enthalten (ALTENBERGER 1980).

Auf der NW-Flanke der Nahe-Mulde sind im Bereich des Ellerbachtales ebenfalls Gesteine in Playa-Fazies im Verzahnungsbereich mit Schwemmfächer-Psephiten ausgebildet (HAMM 1980: 22 ff.). Hier erscheinen rote dünnplattige Feinsandsteine mit Pflanzenhäcksel, Glimmerplättchen, Trockenrissen und Rippelmarken. Auf den Schichtflächen liegen 2–3 mm dicke Tonüberzüge mit Regentropfenabdrücken und Abdrücken von Süßwassermedusen. An der Basis von Sandsteinbänken sind Belastungswülste (load casts) zu beobachten. Auch hier sind die Sandsteine karbonatisch gebunden. In ähnlicher stratigraphischer Position wie auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde erscheinen auf deren NW-Flanke direkt über einem Vulkanit 1,20 m mächtige rötlich-graue lutitische, z. T. knollige Kalksteine mit andeutungsweise stromatolithischen Strukturen auf den Schichtoberseiten. Im oberen Teil der Kalksteine ist tuffitisches Material linsenförmig eingelagert. Weiter im Hangenden, über mindestens 25 m mächtigen Konglomeraten (z. T. Vulkanit-Konglomeraten) folgen mehrere jeweils 1,5 m mächtige rote, plattige feinsandige Kalksteine in Wechsellagerung mit Feinsand- und Siltsteinen.

Nach einer Unterbrechung durch die Waldböckelheimer Kuppel tauchen die Feinsandsteine und Pelite wieder bei Weinheim – Rüdesheim – Hargesheim auf. Aus diesem Gebiet wurden sie umfassend und ausgezeichnet von STRACK (1978) beschrieben. In nordwestlicher Richtung verzahnen sie sich mit Konglomeraten der Wadern-Schichten, nach SE dagegen mit lokalen Schuttfächerbildungen (Rhyolithbreccien) des Kreuznacher Rhyoliths (GEIB 1973: 44). Im Hangenden werden sie mittels deutlicher Grenze von Sandsteinen der Kreuznach-Schichten überlagert (STAPF & STRACK 1980: 32). Die von STRACK (1978) als sandig-pelitische Wechselfolge bezeichnete Gesteinsserie wird aus rotbraunen, tonigen dünnplattigen Feinsandsteinen und Peliten aufgebaut, in die karbonatisch gebundene und daher stärker verfestigte, z. T. grobe Sandsteinbänke (Mächtigkeit jeweils im dm-Bereich) eingeschaltet sind. Nach STRACK l. c.: 11 bestehen die schieffrig absondernden, feinkörnigen Einheiten der Serie hauptsächlich aus Feinsandsteinen mit kleinmaßstäblicher Rippelschichtung und parallel feingeschichteten Feinsandsteinen und sandigen Peliten. Die Schichtflächen der Pelite weisen häufig hauchdünne Tonüberzüge auf,

auf denen Regentropfenabdrücke und Rieselmarmen besonders gut erhalten sind. Die Gesteine besitzen einen deutlich erkennbaren, z. T. hohen Glimmergehalt. Die Glimmer sind jeweils auf den Schichtflächen angereichert und die Rieselmarmen bestehen aus einer unregelmäßigen Anhäufung der Glimmer in der Art kleiner „Sandbänke“ oder „Sedimentfahnen“. Die Feinschichtung der parallelgeschichteten Feinsandsteine und Pelite „wird von hell- und dunkelroten Lagen gebildet, deren Mächtigkeiten bei jeweils wenigen mm liegen. Die helleren Lagen sind reicher an klastischen Bestandteilen, die dunkleren enthalten mehr toniges Material. Stellenweise können diese feingeschichteten Bänke Karbonat enthalten. An der Basis von Sandsteinbänken mit Rippelschichtung – bei den Rippeln handelt es sich meist um symmetrische Oszillationsrippeln – sind häufig U-förmig gebogene Tonsteinscherben angereichert. Sie werden bis ca. 1 cm dick und ihre Länge variiert zwischen 5 und 10 cm. An manchen Stellen sind zusammenhängende Tonsteinhorizonte noch enthalten, obgleich sie dann fast immer (infolge Kontraktion) girlandenartige Verbiegungen aufweisen. Die Tonsteine sind dunkelrot-braun und ebenfalls durch dunklere und hellere Lagen im mm-Bereich feingeschichtet. Die Korngröße der Sandsteine mit Rippelschichtung liegt in der Regel im Feinsandbereich, jedoch treten häufig kleine Linsen (einige cm groß) auf, die gröberes sandiges Material enthalten. Stellenweise kommen zwischen feinkörnigen rippelgeschichteten Sandsteinen dunkelgraue Karbonatgesteinslinsen vor, einige cm dick, 1–2 dm lang; ebenso kantengerundete plattige Dolomitgerölle von hellbrauner Farbe und ähnlicher Größe. Die stärker verfestigten kompakten Sandsteinbänke, welche in die beschriebene Serie in Abständen von ca. 0,5–2 m eingeschaltet sind, unterscheiden sich von dieser meist auch in Korngröße und Zusammensetzung. Häufig bestehen sie aus Quarzit- und Schiefer-Plättchen mit bis zu 2 mm  $\phi$  und sind karbonatisch gebunden. Diese schuppigen, normalerweise graubraunen Gesteinsbruchstück-Sandsteine sind bevorzugt graugrün gebleicht“. In den Aufschlüssen zeigt sich, daß diese Sandsteine häufig eine unregelmäßige erosive Unterseite besitzen und in Korngröße und Zusammensetzung schwanken. „So treten neben Partien mit zahlreichen Quarzit- und Schieferplättchen auch Linsen und Lagen mit bis zu 2 mm großen, rötlichen bis weißen Quarzkörnern auf. Eine Schichtung ist häufig nicht zu erkennen. Stellenweise deutet sich durch Einregelung der plättchenförmigen Komponenten eine flachwinklige Schrägschichtung an. Bei höherem Quarzgehalt läßt sich eher Parallelschichtung beobachten“.

Nach SE in Richtung Bad Kreuznach „werden Sandsteine mit Gesteinsplättchen seltener; an ihre Stelle treten deutlich feingeschichtete Quarzsandsteine, die allerdings karbonatisches Bindemittel aufweisen und ebenso kompakte, widerstandsfähige Bänke bilden. Ihre Farbe ist rotbraun bis hellbraun. Stellenweise enthalten sie dunkelrote Scherben aus feinsandig-pelitischem Material (ca. 0,3 cm dick, 2 cm lang), also Aufarbeitungsprodukte aus den jeweils liegenden Schichten“ (STRACK 1978: 13). Die vertikalen und lateralen Faziesbeziehungen lassen sich gut an einem 160 m langen und 3 m hohen Profil an einer Feldwegböschung bei Gutenberg studieren (s. Abb. 3, S. 28). Die Mächtigkeit der Sandsteine und Pelite erreicht im Raum Hargesheim-Gutenberg 170 m.

Die Verzahnungsbereiche von Playa- und Schwemmfächer-Sedimenten erstrecken sich weiter nach NW auf die NW-Flanke der Nahe-Mulde. Hier wurden sie bei Wallhausen von AFAJ (1979) und NE Windesheim von STEINIGER (1977) untersucht: Die „sandig-pelitische Wechselfolge“ STRACK's liegt als max. 2 m mächtige rote, fein- bis mittelkörnige, siltige Sandsteine vor. Häufig enthalten sie graugüne Gesteinsplättchen, die meist schichtparallel liegen und auf Schichtflächen



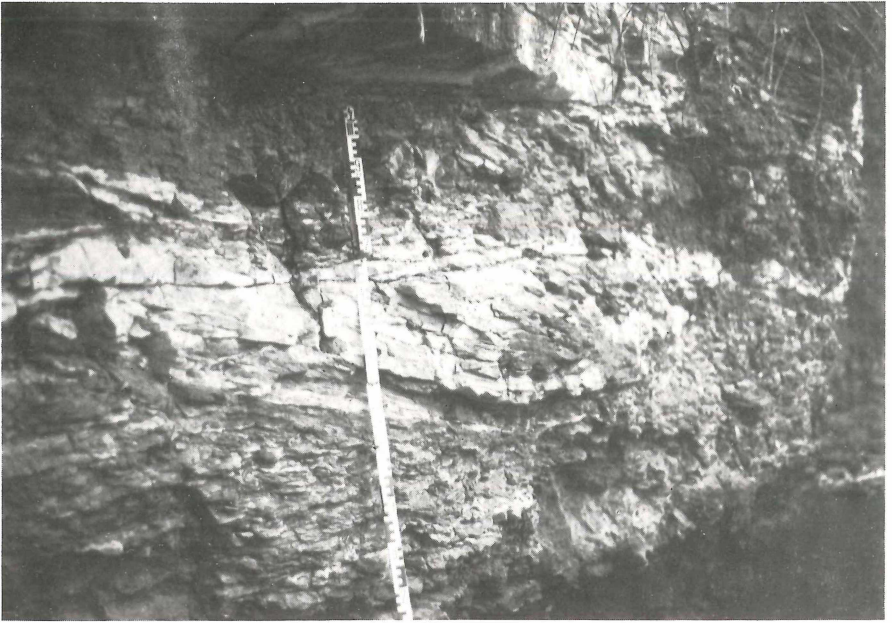


Abb. 9: Feinkörnige, überwiegend rote Sandsteine, z. T. als Rinnenfüllungen vorliegend. „Sponheimer“ Schichten in Playa-Fazies. Am Ellerbach S Rüdesheim/Nahe. Maßstabslänge 1,22 m.

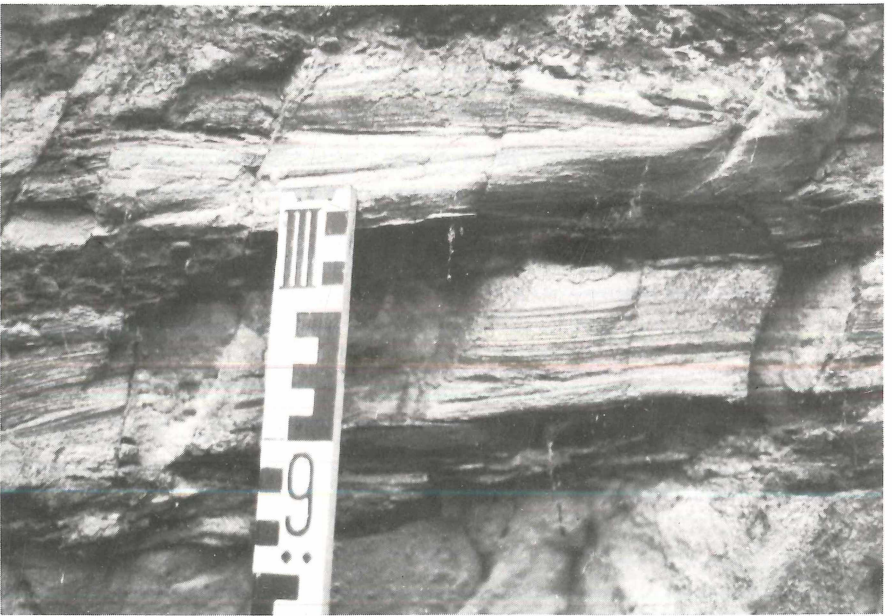


Abb. 10: Laminierter feinkörniger Sandstein. „Sponheimer“ Schichten in Playa-Fazies. Am Ellerbach S Rüdesheim/Nahe. Maßstabslänge 17 cm.

gut zu erkennen sind. Auch diese Gesteine zeichnen sich durchweg durch einen deutlich feststellbaren Karbonatzement aus.

In streichender, nordöstlicher Fortsetzung sind die Sandsteine und Pelite durch die tertiären und quartären Sedimente des Mainzer Beckens unterbrochen. Erst 38 km weiter östlich tauchen sie in einer Position auf der SE-Flanke der Nahe-Mulde (bzw. der NW-Flanke des Pfälzer Satteltgewölbes) im Niersteiner Horst wieder auf.

Dazwischen (bei Ober-Olm S Mainz) liegt der wichtige Punkt der Bohrung Olm 1, der wertvolle Informationen über den Aufbau der Ober-Rotliegend-Sandsteine und -Pelite geliefert hat (HABICHT 1966, NEGENDANK 1967). Aufgrund fehlender moderner lithostratigraphischer und sedimentologischer Bearbeitungen ist die stratigraphische Einstufung der hier zu behandelnden Feinsandsteine und Pelite weder in der Bohrung Olm 1 noch im Raum Nierstein gesichert. Die Einstufung der 1130 m mächtigen Sandsteine und Pelite der Bohrung Olm 1 (abzüglich der Limburgit-Gänge) in die „Mittleren Oberen Waderner“ und in die „Kreuznacher“ Schichten (HABICHT 1966) wird von FALKE (1966) und NEGENDANK (1967) übernommen, während BOY & FICHTER (1982: 617) die HABICHT'schen „Kreuznacher“ Schichten inclusive der von ihm als Zechstein bezeichneten 9 m mächtigen Grauen Leitschicht in die Standenbühl-Schichten verweisen. In der Tat gleichen die von HABICHT (1966) beschriebenen Feinsandsteine und Pelite der Bohrung Olm 1 lithologisch mehr den Standenbühl-Schichten der Pfälzer Mulde als den Kreuznach-Schichten der Nahe-Mulde. Dagegen treten im Nordbereich der Ortschaft Nackenheim Sandsteine mit großmaßstäblicher Schrägschichtung und einzelnen größeren Geröllen im Hangenden der roten Feinsandsteine und Pelite auf, die faziell mit den typischen Kreuznach-Sandsteinen identisch sind, die aber von BOY & FICHTER (1982) nicht erwähnt werden. Auf der anderen Seite sind die in die Kreuznach-Schichten eingestuften roten Feinsandsteine und Pelite der Bohrung Olm 1 und des Raumes Nierstein-Nackenheim (HABICHT 1966, FALKE 1966) mit den Kreuznach-Schichten der Typusregion um Bad Kreuznach faziell überhaupt nicht vergleichbar. Daher muß die Einstufung in die Kreuznach-Schichten angezweifelt werden.

Demnach erweisen sich die Feinsandsteine und Pelite des Raumes Nierstein und der Bohrung Olm 1 als Fazies, die weder mit dem Bereich Hargesheim-Rüdesheim/Nahe noch mit den Standenbühl-Schichten der Pfälzer Mulde direkt korreliert werden kann. Immerhin hat FALKE (1966) den zumindest regional eigenständigen Charakter dieser Gesteine mit dem Begriff „Niersteiner Fazies“ belegt.

Diese im Raum Nierstein incl. der Bohrung Olm 1 sehr mächtige und rel. monotone Fazies baut sich nach HABICHT (1966) und NEGENDANK (1967) vor allem aus roten Feinsand-, Silt- und Tonsteinen auf, in die z. T. dünne Kalkstein- und Dolomitlagen eingeschaltet sind. In einigen Horizonten der klastischen Sedimente ist ein deutlicher Albitgehalt festzustellen. Die Gesteine weisen durchweg karbonatischen Zement auf. Im unteren Profilverteil tauchen noch ab und zu Feinkonglomeratbänke auf (max. 80 cm mächtig). Sehr oft sind Wechsellagerungen aus Silt- und Tonsteinen ausgebildet. Auf den Schichtflächen erscheinen häufig Rippelmarken, Rieselmarken, Schleifmarken und Regentropfenabdrücke. Neben paralleler Feinschichtung ist in vielen Sandsteinhorizonten Flaser- und Rippelschichtung ausgebildet (Abb. 11). Mit aufsteigendem Profil läßt sich eine Korngrößenabnahme, d. h. ein Rückgang von Sandsteinen bei einer Zunahme von Silt- und Tonsteinen beobachten. Die Sandsteinhorizonte schwanken in ihrer Mächtigkeit durchaus. Maximalwerte von 3,80 m Bankmächtigkeit kommen im unteren Profilabschnitt vor.

Nach oben werden die Sandsteinbänke dünner. Im Zusammenhang mit der Korngrößenabnahme nach oben steht die Einschaltung von einzelnen dünnen (10 cm mächtigen) Kalkstein- bzw. Dolomitlagen, in deren Nachbarschaft NEGENDANK l. c. Steinsalzpsedomorphosen beobachtet hat. Der Karbonatgehalt zeigt sich zuweilen auch in einzelnen Kalkknöllchen, die von Bleichungsellipsoiden umgeben sind. Besondere Erwähnung verdient aber die Graue Leitschicht HABICHT's, eine 9 m mächtige dunkelgraue Siltstein- und Kalkmergelstein-Serie, von der leider kein Kernmaterial existiert. FALKE (1966: 62) gibt als weitere Besonderheit zwischen 520 und 550 m Tiefe Anhydrit an.

Im Raum Nierstein-Nackenheim beschreibt FALKE (1966: 66) seine Niersteiner Fazies als rötliche (sekundär entfärbte) Sandsteine und als rotbraune, mehr oder weniger sandige und glimmerreiche Siltsteine. Die Sandsteine sind sowohl nach fazielltem Aussehen als auch nach Korngrößenanalyse schlecht sortiert. Im Bereich der Rehbacher Steige sind die bekannten Niersteiner „Tonplatten“ aufgeschlossen. Es sind Feinsand- bis Siltsteine mit schlechter Kornsortierung. Sie sind durch ihre Fährtenführung bekannt geworden (SCHMIDGEN 1927). Außerdem weisen sie Trockenrisse und verschiedene Fließmarken auf. Profilaufwärts erscheinen einige Feinsandsteinbänke mit Kleinrippelschichtung und dolomitischem Zement.

Nachdem bisher bei der Beschreibung der Playa-Sedimente die faziellen und sediment-petrographischen Eigenschaften beschrieben wurden, sollen hier geochemische Daten hinzugefügt werden, die auf FALKE (1966) zurückgehen. Er hat in der

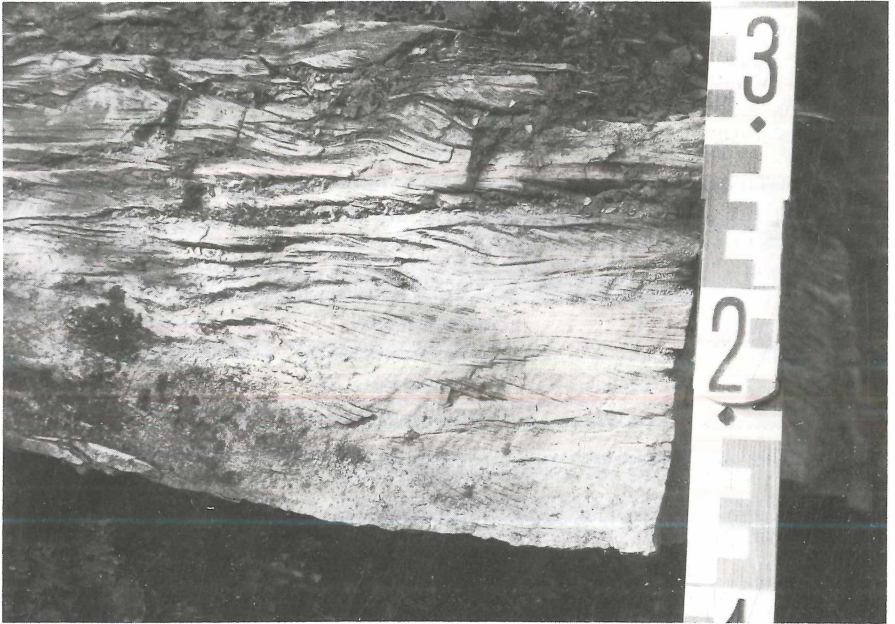


Abb. 11: Sandsteine mit Rippelschichtung (kletternde Rippeln) im Sandebenen (sand flat)-bis Schlammebenen (dry mud flat)-Teilablagerungsbereich (Ober-Rotliegendes, nordöstliches Saar-Nahe-Becken). Aufschluß südlich Nackenheim. Maßstabslänge 22 cm.

Niersteiner Fazies  $\text{CaCO}_3$ -,  $\text{MgCO}_3$ - und  $\text{CaSO}_4$ -Gehalte sowie die  $\text{B}_2\text{O}_3$ -Verteilung in den Sedimenten untersucht. Dabei wurden nur die obersten 220 m des Profils bearbeitet.

Die  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte erreichen bei schwankenden Werten z. T. bis 12%, die  $\text{MgCO}_3$ -Gehalte bis 10% und die  $\text{CaSO}_4$ -Gehalte bleiben unter 1%. Die letzteren wurden nur in den obersten 150 m festgestellt. In denselben Profilabschnitten steigen die  $\text{B}_2\text{O}_3$ -Werte bis 0,09% an, während sie zum Liegenden und Hangenden hin stark abfallen.

Bei der innerhalb des Saar-Nahe-Beckens von N nach S fortschreitenden Beschreibung der Faziesbereiche muß auf der SE-Flanke der Nahe-Mulde (bzw. auf der NW-Flanke des Pfälzer Sattengewölbes) in der Fazies der Ober-Rotliegend-Sandsteine und -Pelite noch die Sonderfazies der sog. Flonheimer Sandsteine erwähnt werden. Diese mächtigen, roten schräggeschichteten Sandsteine sind in ausgedehnten ehemaligen Steinbrüchen SE Flonheim (NW Alzey) aufgeschlossen. Nach SCHWEHLA (1976: 10) handelt es sich S Uffhofen (SW Flonheim) um hellgraue bis gelbliche, einige m mächtige, feinkörnige Sandsteine, in die max. 1 m mächtige grünlich-violette und rötlich-violette plattige Silt- und Tonsteine eingeschaltet sind. Die Sandsteine weisen eine großdimensionale bogige Schrägschichtung auf. Die Silt- und Tonsteinhorizonte keilen z. T. auf kurze Entfernung aus.

Die Sandsteine und Pelite im SE-Bereich des Saar-Nahe-Beckens, der Pfälzer Mulde wurden, wie im Kap. 1, S. 9 angedeutet, bisher nicht zusammenfassend dargestellt. Angaben darüber sind in vielen veröffentlichten und unveröffentlichten Arbeiten verstreut. Da auch hier moderne sedimentologische Bearbeitungen noch ausstehen, ist über die Genese vieler Sandstein- und Pelithorizonte, vor allem im unteren Profilabschnitt des Ober-Rotliegenden, kaum etwas bekannt. Deshalb wird auf Aussagen über Genese und Verbreitung von Sandsteinen und Peliten in den „Winnweiler“ Schichten sensu REIS (1921) ( $\hat{=}$  Waderner-Gruppe nach FALKE 1974 a, „Sötern“-Schichten nach BOY & FICHTER 1982) verzichtet.

Bessere Interpretationsmöglichkeiten erlauben die Sandsteine und Pelite der „Standenbühler“ Schichten sensu REIS (1921) ( $\hat{=}$  z. T. Waderner- und Kreuznacher-Gruppe nach FALKE 1974 a, Wadern- und Standenbühl-Schichten nach BOY & FICHTER 1982).

Sie treten auf der NW-Flanke der Pfälzer Mulde in großer Mächtigkeit und großflächigen Ausbissen auf. Im SW (im Raum Katzweiler-Otterbach) erreichen sie 800 m, im NE (im Raum Bolanden-Göllheim-Ramsen) 1500 m Mächtigkeit. Faziell sind es rote fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die oft mit Siltsteinen wechsellagern. Untergeordnet sind geringmächtige rhyolithische Tuffe in verschiedenen stratigraphischen Niveaus eingeschaltet. In vielen Fällen sind die Sandsteine rippelgeschichtet und enthalten Trockenrisse. Charakteristisch sind auch die zahlreichen Bleichungshöfe (Bleichungsellipsoide). Das Bindemittel ist meistens karbonatisch. Mit aufsteigendem Profil nehmen die Karbonatgehalte zu. REIS (1921: 64) fand nahe dem Top der Gesamtfolge bei Potzbach, Wartenberg-Rohrbach, Neuhemsbach und Sippersfeld zwei helle, ca. 5 cm mächtige Dolomitbänkchen, welche mit hellgrünen Siltsteinen wechsellagern. An der Unterseite der Dolomitbänke sowie in den Siltsteinen konnte er Wurmgänge beobachten. Außer den Karbonatbänkchen ließen sich auch Karbonatknollen nachweisen. Mit diesen Beobachtungen von REIS l. c. stimmen FALKE (1966), PLASS (1959: 4–9) und REISCHMANN (1980: 6) überein, die ebenfalls im Topbereich der „Standenbühler“ Schichten dünne hellgrünlichgraue Dolo-



mitlagen festgestellt haben. Aus dem weiter östlich gelegenen Bereich Weitersweiler-Standenbühl-Göllheim und Steinborn beschreiben KÖRPER (1981) und URBAN (1980) allerdings auch aus einem tieferen stratigraphischen Niveau der „Standenbühler“ Schichten 0,5–5 cm mächtige Karbonatbänken.

Die Vertikalentwicklung der Sandsteine und Pelite im Hangenden des Quarzkonglomerats betrachtet KÖRPER l. c. als ganz allmähliche Abnahme der durchschnittlichen Korngröße zum Hangenden hin. Wenige Meter über dem Quarzkonglomerat treten noch einige geringmächtige und rasch auskeilende Konglomeratlagen auf, die zum Hangenden schnell verschwinden. Diese Konglomerate enthalten aufgearbeitete und resedimentierte Tongerölle unterlagernder Tonsteinhorizonte. „Ähnliche Tendenzen lassen auch die Sandsteinablagerungen erkennen. Während in den unteren Bereichen der sandig-pelitischen Wechselfolge Sandsteine rel. häufig vertreten sind, nimmt ihr Anteil am Aufbau des mächtigen Sedimentpakets zum Hangenden immer mehr ab. Die mittleren und oberen Abschnitte werden in erster Linie von Siltsteinen, gelegentlich auch von Tonsteinen aufgebaut, die mit meist nur dm-mächtigen, rasch auskeilenden Sandsteinbänken wechsellagern“. . . (KÖRPER 1981: 13). In den Peliten lassen sich Trockenrisse und Regentropfenabdrücke beobachten, im Raum Göllheim-Breunigweiler auch Belastungswülste (REISCHMANN 1980: 13, 17). Im Raum Steinborn W Eisenberg sind in einem ca. 5 m hohen und mehrere 10er Meter langen Aufschluß einige sandige Rinnenfüllungen unterschiedlicher Mächtigkeit und Breite entwickelt (Durchschnittswerte: 1 m mächtig, 6–7 m breit). Die Rinnen haben einen S-N-Verlauf (URBAN 1980: 7).

Geochemische Untersuchungen von FALKE (1966) zeigen eine Korrelation der  $\text{CaCO}_3$ - und  $\text{MgCO}_3$ -Werte in diesen Gesteinen. Die  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte steigen bis über 15% im Topbereich der Abfolge an.  $\text{CaSO}_4$  erscheint im bearbeiteten 900 m mächtigen Profil an der Basis, in der Mitte und am Top in Werten, die nur im oberen Bereich 1% erreichen, sonst 0,5% nicht übersteigen. Bei den  $\text{B}_2\text{O}_3$ -Gehalten sind Werte bis 0,09% sowohl im unteren als auch im obersten Profilbereich gemessen worden. Die Verteilung der Spurenelemente V, Cr, Ni, Cu, Pb, Zn und Mn ergibt das interessante Phänomen, daß alle Spurenelemente mit Ausnahme des Mn bis zu einem bestimmten Horizont im obersten Profilbereich zusammen mit dem Karbonat und  $\text{B}_2\text{O}_3$  einen deutlichen Konzentrationsanstieg aufweisen (FALKE 1966: 74 f.).

Genauso vielversprechend wie die Spurenelementbestimmungen waren Schwefel-Isotopen-Untersuchungen an Gips- und Anhydrit-Proben aus Brunnenbohrungen (Göllheim 3) W Göllheim (FALKE 1966: 72) und aus der Bohrung Landstuhl 1, die von MÜLLER, G. et al. (1966) durchgeführt wurden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, „daß die  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in den untersuchten Proben der Bohrung Landstuhl 1 und Göllheim 3 am zwanglosesten durch eine Abscheidung des Gipses aus episodisch marinen bis salinaren Bedingungen zu erklären sind“. Die von den Autoren daraus gefolgerte Einstufung der „Standenbühler“ Schichten in den Zechstein muß allerdings wegen einer Fehlbestimmung der stratigraphischen Abfolge der Bohrung Landstuhl 1 und neuerer stratigraphischer Arbeiten (BOY & FICHTER 1982) revidiert werden (s. auch KOWALCZYK 1975).

Auf der SE-Flanke der Pfälzer Mulde sind die Ober-Rotliegend-Sandsteine und -Pelite im östlichen Pfälzerwald und an der Haardt besonders im Großraum Neustadt a. d. W. – Lambrecht – W Edenkoben – Burrweiler und Ramberg – Annweiler am Trifels – W Birkweiler sowie bei Waldrohrbach – Waldhambach und Silz – Münchweiler verbreitet (HENTSCHEL 1963, FALKE 1969, GREINER 1975, HARTKOPF 1981).

Aufgrund der Überlagerung durch stark schuttbildenden Buntsandstein sind die Aufschlußverhältnisse normalerweise schlecht, so daß das Studium der Gesteine nur an einzelnen Punkten möglich ist. In diesem ganzen Raum werden sie von HENTSCHEL (1963), wie im Kap. 1, S. 9 bereits angedeutet, gemäß der FALKE'schen Gliederung als „Untere Rötelschiefer, Unterer Sandstein, Obere Rötelschiefer und Oberer Sandstein“ in die „Kreuznacher“ Schichten eingestuft. In der engeren südwestlichen und nordwestlichen Umgebung von Albersweiler faßt HARTKOPF (1981) allerdings diese Einheiten zu einer pelitisch-psammitischen Fazies zusammen.

Nach HENTSCHEL (1963) handelt es sich bei den „Unteren Rötelschiefern“ um rotbraune bis rotviolette, sehr feinkörnige tonige Sandsteine, die nur selten in eine Siltsteinfazies übergehen. Meist sind sie rippelgeschichtet und reich an Helldimmern. Sie enthalten viele Bleichungsflecken. Oft sind auskeilende Einzelbänke bzw. Feinsandsteinlinsen zu beobachten. Ihre Maximalmächtigkeit liegt bei 85 m (Gräfenhausen E Annweiler) und geht nach S auf 12 m (W Waldhambach) und nach N auf 21 m (Lambrecht) zurück. Der darüber folgende „Untere Sandstein“ HENTSCHEL's ist gelblich-rot bis hellbraunrot gefärbt, gut geschichtet (im unteren Teil schrägeschichtet) und bei schwankenden Mächtigkeiten von 3–15 m nur im Raum Eußerthal – Annweiler – Waldhambach – Silz verbreitet (Maximum bei Annweiler). Zuweilen ist auch Feinschichtung zu erkennen, die durch einen Wechsel von hellen und dunkleren, z. T. schwarzen Lagen hervorgerufen wird. Unter dem Einfluß der Verwitterung zerfällt er dünnplattig. Er ist nicht stark verfestigt. „Die einzelnen Komponenten, meistens gut abgerundet und scheinbar von gleichmäßiger Korngröße, sind von einem feinen Limonit-Film umgeben“ (HENTSCHEL 1963: 152). Diese Sandsteine werden von den „Oberen Rötelschiefern“ überlagert, die von HENTSCHEL l. c. in eine Nord-, Mittel- und Südfazies unterteilt werden. Sie bestehen aus ziegelroten bis rotbraunen Ton- bis Siltsteinen, in die Grob- bis Feinsandsteine eingelagert sind. „Stellenweise schaltet sich im mittleren Teil dieser Schichten eine 50 cm mächtige, helle dolomitische Sandsteinbank ein“. Die Maximalmächtigkeiten liegen wie bei den vorhergehenden Einheiten im Raum Annweiler mit 30 m und Silz mit 32 m. Sie nehmen nach N auf 20 m ab (Ramberg). Die jüngste Ober-Rotliegend-Einheit ist der „Obere Sandstein“, ein einheitlich ausgebildetes Schichtpaket. Es sind rote, rotbraune und rotviolette, dickbankige, unregelmäßig geschichtete, z. T. schrägeschichtete Sandsteine (HENTSCHEL 1963, HARTKOPF 1981). Im unteren Teil enthalten sie Tonlinsen. Im oberen Teil treten stellenweise konglomeratische Partien und Lagen kiesführenden Sandsteins auf. Nach HARTKOPF (1981) erscheinen auch in den obersten Partien, in feingeschichteten bis plattigen Sandsteinen dunkelrotbraune Tongerölle und Wurmgänge (Freßbauten). Daneben konnte er bis 30 cm mächtige rotgraue Dolomitbänkchen beobachten. HENTSCHEL l. c.: 158 beschreibt zwischen dem Queich- und Klingbachtal zahlreiche, weißlich-graue, gelbliche und hellrötliche, harte dolomitische Sandsteinknollen in den höheren Partien des „Oberen Sandsteins“. Dieser Sandstein ist mit Mächtigkeiten von 50–65 m (Raum Lambrecht – Neustadt a. d. W.), 70–75 m (Burrweiler), 25–30 m (Annweiler) und 30 m (Silz) über den gesamten o. g. Großraum verbreitet.

Aus der vertikalen und lateralen Faziesausbildung des „Oberen Sandsteins“ folgerte HENTSCHEL (1963: 159f) eine Änderung der Schüttungsrichtung und Herkunft des Sedimentmaterials und damit auch eine Änderung der paläogeographischen Situation. Für die Schwemmfächerfazies der Wadern-Schichten sowie für die „Unteren Rötelschiefer“, den „Unteren Sandstein“ und die „Oberen

Rötelschiefer" nimmt er einen Transport aus südöstlicher Richtung von der Nordvogesen-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle an.

„Mit dem Oberen Sandstein treten nun entgegengesetzt gerichtete Sedimentationsvorgänge auf: Die regionale Anordnung der konglomeratischen Gesteinspartien und die Änderung der Mächtigkeit mit Maximalwerten im E ist nur durch eine Sedimentzufuhr aus westlicher Richtung mit Schwerpunkten im NW und SW zu erklären. Das ehemals im E gelegene Hochgebiet tritt gegenüber einem westlichen zurück und wird schließlich selbst Sedimentationsraum. Diese Annahme findet in der Tatsache ihre Bestätigung, daß der Obere Sandstein von W nach E auf immer ältere Schichten übergreift . . . Am Ende des Oberrotliegenden lag im Bereich der heutigen Haardt eine nach E leicht geneigte Fastebene vor, auf die von ENE bis E mariner Zechstein transgredierte" (HENTSCHEL 1963: 160).

Die in der Bohrung Landstuhl 1 (NW Zweibrücken) angetroffenen Sandsteine und Pelite müssen hier noch abschließend erwähnt werden, da sie deutliche Hinweise auf Playa-Verhältnisse geben. Nach HABICHT (1966) sind tonig-sandige Schichten in einer Mächtigkeit von 191 m in den mittleren und oberen „Waderner“-Schichten ausgebildet. Über ihnen folgt eine 4 m mächtige dolomitisch-kalkige graue Leitschicht. Dann setzen 271 m mächtige Mergel und Tonsteine ein, die dicht über der grauen Leitschicht Steinsalzkristalle und Anhydritknoten enthalten. In diesen, den „Kreuznacher“ Schichten zugeschriebenen Gesteinen nimmt der Kalkgehalt nach oben zu. In einer mittleren Zone geht er aber stark zurück. Im oberen Profilabschnitt des Ober-Rotliegenden (458 m mächtig) treten kalkige Feinsandsteine auf, die von kalkfreien Tonsteinen überlagert werden. In diese sind Kalk-Dolomit-Bänke eingeschaltet.

#### **4. Die Aussagekraft des Fossilinhalts in Bezug auf genetische Deutungen des Ablagerungsraumes**

Neben den sedimentologischen Kriterien läßt auch der Fossilinhalt Aussagen über die Genese eines Sediments bzw. Ablagerungsraumes zu. So ist nicht nur die Fossilhäufigkeit in Abhängigkeit vom Sedimenttyp, sondern auch die Art der Einbettung und der Erhaltung von Bedeutung.

Im Vergleich zum Unter-Rotliegenden scheinen die Schichten des Ober-Rotliegenden wesentlich fossilärmer zu sein. Neben dem Zurücktreten fluviatiler und lakustriner Ablagerungen gegenüber den Schwemmfächer- und Playa-Sedimenten und daraus folgender primärer Fossilarmut mag dies vor allem auf klimabedingte ungünstige Erhaltungsbedingungen der ins Sediment eingebetteten Organismen zurückzuführen sein.

Während in den See- und Moor-Ablagerungen des tieferen Ober-Rotliegenden, die mit rhyolithischen Tuffen vergesellschaftet sind (s. HANEKE et al. 1969), noch beachtliche Fossil-Assoziationen vorkommen können (SCHUSTER 1908; REIS 1921: 57 ff.; SCHÄFER, K. 1969; Museum Graumann/Mehlingen), sind solche in den Schwemmfächer- und Playa-Sedimenten ausgesprochen selten.

Nach den verwertbaren Literaturangaben sind Fossil einzelfunde in diesen Schichten bisher nur an folgenden Lokalitäten gemacht worden:

## STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- Ramsen: die Conifere *Walchia piniformis* in Playa-Sedimenten 60 m unter Top Rotliegendes (ATZBACH 1964); ?Estherien (PLASS 1959: 6), Wurmbauten;
- N Sobernheim: kleine Gastropoden in dünnen rötlichgrauen Kalksteinen (REINHEIMER 1933: 39);
- NW Bockenau: Süswassersedusen in Playa-Sedimenten (HAMM 1980: 22, 26, 27, 53), Wurmbauten;
- Martinstein: Arthropodenfährten, Walchien und *Scoyenia gracilis* (*Planolites rugulosus*) (REINECK 1955 b: 87 f., 1955 a: 292 ff.)
- Hundsbach: Wurmbauten;
- sowie Wurmgänge und Arthropodenfährten in Kernproben der Bohrung Olm 1 (NEGENDANK 1967).
- Zwei rühmliche Ausnahmen machen die Vorkommen in Playa-Sedimenten der Nahe-Mulde bei Sobernheim und bei Nierstein-Nackenheim. Besonders die Ziegelei-Tongrube der Firma Eimer in Sobernheim ist nach der erstmaligen Bekanntgabe einer Fossilien-Liste durch GEIB (1950) und der nachfolgenden langjährigen Ausbeutung durch deutsche und besonders niederländische Fachkollegen sowie durch Privatsammler berühmt geworden. Vor allem die Pflanzenführung hat dieses Vorkommen zu einer der reichsten permischen Florenfundstellen Europas gemacht, wie es neuere Arbeiten dokumentieren (VISSCHER et al. 1974, BOERSMA 1975, KERP 1982 a, b).

Hier sind besonders die zwischen den roten Schwemmfächer-Konglomeraten eingeschalteten roten und graugrünen Playa-Seesedimente fossilführend. In diesen Schichten sind sowohl terrestrische als auch aquatile Organismen eingelagert, wobei die Flora die größere Bedeutung hat.

Nach VISSCHER et al. (1974), BOERSMA (1975) und KERP (1982 a + b) sind folgende Pflanzen bis jetzt nachgewiesen worden:

Makroflora:

*Acrobulbillites* sp., *Annularia spicata*, *A. stellata*, *Asterophyllites dumasii*, *Calamites gigas*, *C. suckowii*, *Calamostachys dumasii*, *C. spicata*, *C. tuberculata*, *Lilpopia raciborskii*, *Radicites capillacea*, *Callipteridium gigas*, *Callipteris conferta*, *C. praelongata*, *C. scheibei*, *Dicksonites pluckenetii*, *Nemejopteris feminaeformis*, *Odontopteris* cf. *osmundaeformis*, *O. subcrenolata*, *Pecopteris arborescens*, *P. bredovii*, *P. candolleana*, *P. cyathea*, *P. hemitelioides*, *P. integra*, *P. polymorpha*, *Pseudomariopteris ribeyronii*, *Taeniopteris multinerva*, *Weissites pinnatifidus*, *Cordaites* sp., *Gomphostrobus bifidus*, *Ernestiodendron filiciforme*, *Lebachia laxifolia*, *L. parvifolia*, *Walchia piniformis*, *Walchiostrobus* sp., *Aphlebia germari*, *A. erdmanni*, *Autunia milleryensis*, *Cordaicarpus* sp., *Samaropsis* sp., *Sandrewia texana*, *Sobernheimia jonkeri*, *Trigonocarpus* sp., *Stromatolithen*.

Mikroflora (s. auch ATZBACH 1980: 29):

*Matonisporites* sp. R., *Stellisporites inflatus*, *Triquitrites* sp., *Ahrensiaesporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Leschikisporis* sp., *Thymospora* sp., *Nuskoisporites* sp., *Crucisaccites* sp. (nach KERP 1982 a: 12), *Potoniéisporites novicus*, *Guthoerlisporites* sp., cf. *Vesica-spora wilsonii*, *Complexisporites polymorphus*, *Schopfipollenites* sp., bisaccate Pollen vom „*Pityosporites*-Typ“ und multitaeniate bisaccate Pollen.

Neben der Flora tritt die Fauna zwar zurück, ist aber doch beachtenswert, da auch sie Deutungen zur Genese des Sediments erlaubt.

Nach BOY in ATZBACH (1980: 40 f.) wurden gefunden:

Estherien, Ostracoden (*Carbonita* sp.), *Acanthodes*-Stacheln, Palaeonisciden-



Schuppen, Muscheln (?*Palaeonodonta* sp.), Abdrücke von Süßwasser-Medusen (*Medusina limnica*) (MÜLLER, A. H. 1982). Dazu kommen selten Insektenflügel und ein Tetrapoden-Skelett (*Tersomius graumanni* BOY 1980).

Häufiger sind dagegen Tetrapodenfährten (BOY & FICHTER 1982: 625): *Dromopus lacertoides*, *Dimetropus leisnerianus*, ?»*Anthichnium*« *salamandroides*, *Limnopus* sp., *Amphisauropus »latus«*, *Ichniotherium cotta*, *Hyloidichnus arnhardti*, *Amphisauropus »imminutus«*, *Jacobiichnus caudifer*, *Gilmoreichnus brachydactylus*, *Foliipes abscissus*, *Amphisauroides* sp., *Varanopus microdactylus*.

Im Zusammenhang mit paläoökologischen Kriterien können mehrere Aussagen bezüglich der Sedimentgenese gemacht werden.

Einmal sind hygrophile (autochthone) Pflanzenassoziationen vorhanden (Pecopteriden), zum anderen aus den nördlich gelegenen Schwemmfächerarealen eingeschwemmte mesophil-xerophile Pflanzen (Callipteriden, Odontopteriden). Weiterhin belegen die säuligen und laminierten, z. T. silifizierten Stromatolithen ein nur flaches Wasser des ehemaligen Playa-Sees und in Verbindung mit Nachbar-Sedimenten und paläogeographischer Situation beginnende evaporitische Verhältnisse.

Bei der Fauna zeigen die vorhandenen Fische ein Gewässer längerer Zeitdauer an, die Süßwassersedusen und die Tetrapodenfährten jedoch Flachstwasserverhältnisse im Übergang zum Trockenfallen bzw. schon nicht mehr vom Wasser bedeckte, aber noch feuchte Sedimentoberflächen.

Das zweite Fossilvorkommen liegt bei Nierstein-Nackenheim im Niersteiner Horst, einer Teileinheit der Nahe-Mulde.

Nach BOY & FICHTER (1982: 626 f.) und BOY (1976: 67 ff.) wurden dort vor allem Tetrapoden- und Arthropodenfährten gefunden:

Tetrapodenfährten: »*Anhomoiichnium*« sp., *Palmichnus renisus*, *Phalangichnus* cf. *simulans*, *Laopores ambiguus*? und *Chelichnus* sp.

Arthropodenfährten: *Lithographus niersteinensis*, »*Ichnium*« *strubi*, »*Ichnium*« *försteri*, *Oniscoidichnus* sp., *Tasmanadia* Typ N 1, *Tasmanadia* Typ N 2.

Neben den Fährten sind seit einiger Zeit Abdrücke von Süßwassersedusen aus Nierstein bekannt (REINECK 1966).

Die Aussagekraft der Fossilien in Bezug auf die Sedimentgenese wurde z. T. beim Sobernheimer Vorkommen schon erwähnt. Im Falle Nierstein-Nackenheim ist nach BOY (1976: 68) bezüglich der Arthropodenfährten zwischen Fährten, die auf nicht mehr wasserbedecktem aber noch feuchtem Sediment entstanden sind, und »Schwimmfährten« zu unterscheiden.

## 5. Sedimentologische Deutung der einzelnen Faziesseinheiten des Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens

Aufgrund der aktuogeologischen Vergleichsuntersuchungen (s. Kap. 2, S. 13 ff.) können in Verbindung mit der Beschreibung der Faziesbereiche (s. Kap. 3, S. 22 ff.) und der Aussagekraft des Fossilinhalts (s. Kap. 4, S. 48 ff.) genetische Deutungen über den Ablagerungsraum und seine Teilablagerungsbereiche gewagt werden.

So konnten Kennzeichen fast sämtlicher, im Kap. 2, S. 19 ff. beschriebener Teilablagerungsbereiche im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens gefunden werden. Der momentane, z. T. noch sehr lückenhafte Kenntnisstand läßt es allerdings nicht zu, jetzt schon genaue vertikale und vor allem laterale Abgrenzungen vorzunehmen.

## 5.1. Schwemmfächer-Sedimente

Diese Sedimente bilden im NW-Bereich des Saar-Nahe-Beckens, wie im Kap. 3.1, S. 22 ff. ausgeführt, eine mehr oder weniger durchgehende Zone bzw. Kulisse am Hunsrück- und Taunus-Südrand. Bei den auf dieser Strecke durchaus schwankenden Mächtigkeiten liegt das Senkungsmaximum im Raum Nußbaum-Daubach mit 900–1100 m, welches sich nach NE über die Räume Bockenau (800 m), Guldental (780 m), Trollbachtal (570 m) nach Hofheim mit 500–1000 m entwickelt.

Aus dieser Schwemmfächer-Kulisse heben sich aufgrund von granulometrischen und petrographischen Kriterien aber doch einige lokale Schwemmfächer heraus, so z. B. einer bei Idar-Oberstein, einer bei Wallhausen und 3 zwischen Guldental und dem Trollbachtal. Die Geröllfracht der Schwemmfächer stammt ganz überwiegend aus den nordwestlichen Liefergebieten Hunsrück bzw. Taunus. Die resultierende Haupttransportrichtung ist also NW-SE. Lokal tritt an verschiedenen Stellen beckeninternes Material hinzu (meist Rotliegend-Vulkanitgerölle). Vertikale und laterale Fazieswechsel aus überwiegend Liefergebietsmaterial über beckeninternem Geröllmaterial und zurücktretend umgekehrt, können beobachtet werden. Hebungen des Hinterlandes sind mit Schwemmfächer-Vorstößen (Konglomerat-Horizonte) ins Becken verbunden. Die weitesten Vorstöße reichen im NW-Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens ca. 15 km weit ins Becken hinein. Während der erwähnten Fazieswechsel variieren auch die Korngrößen. Dabei erreicht das beckeninterne Material mit max. 1 m Blockdurchmesser größere Werte als das Liefergebietsmaterial (max. 40 cm Blockdurchmesser). Innerhalb der Vertikalentwicklung der Schwemmfächer-Sedimente konnten invertierte stratigraphische Positionen der Gesteinskomponenten nachgewiesen werden. Bei allgemein schlechter Sortierung lassen sich die Breccien und die sich beckenwärts daraus entwickelnden Konglomerate nach den auf S. 14 f. u. 27 zusammengestellten Kriterien als Schuttstrom-Sedimente ansprechen (s. Abb. 4 a u. b, S. 29).

Dünnere, zwischen scharf begrenzte Breccien-Bänke eingeschaltete Sandstein-Horizonte können als Schichtflut-Sedimente interpretiert werden (s. S. 15 und Abb. 7 a u. b, S. 31 u. 32). Innerhalb psephitischer Sequenzen lassen sich z. T. geringmächtige, wenige m aushaltende Linsen aus Konglomeraten und Grobsandsteinen beobachten, die als Rinnen-Sedimente gedeutet werden können (Abb. 5, S. 30).

Im SE-Bereich des Saar-Nahe-Beckens treten Schwemmfächer-Sedimente in geringerer Mächtigkeit auf als im NW. Zum einen wird für den Raum Albersweiler 110 m, zum anderen in der Bohrung Landstuhl 1 eine Mächtigkeit von 374 m angegeben. Das Geröllmaterial stammt überwiegend aus dem südöstlich gelegenen Liefergebiet der Nordvogesen-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle. Aber auch in dieser Beckenregion gesellt sich zum Liefergebietsschutt beckeninternes Geröllmaterial (s. S. 36). Die Haupttransportrichtung ist in diesem Beckenbereich SE-NW. Die weitesten Schwemmfächer-Vorstöße reichen ca. 35–45 km weit in das Becken hinein.

## 5.2 Verzahnungsbereiche

Je nach Aufbau und Größe der einzelnen Schwemmfächer haben die Verzahnungsbereiche zwischen Schwemmfächer- und Playa-Fazies (Sandebenen-Teilablagerungsbereich) unterschiedliche Distanz zum Beckenrand. So tauchen diese Verzahnungsbereiche im NW-Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens teilweise schon rel. nah am Beckenrand auf, z. B. bei Weiler, Martinstein, S Allenfeld, N Bockenau, Wallhausen und NE Windesheim (s. S. 25 ff.). Weiter entfernte Verzahnungsbereiche, die mit weiter beckenwärts gerichteten Konglomeratvorstößen gekoppelt sind, können in der Ziegelei Eimer (Sobernheim) beobachtet werden.

## 5.3 Playa-Sedimente (Sandebenen-, Schlammebenen-, Playa-See-Sedimente)

Wenn auch die Unterscheidung der Schwemmfächer- von der Playa-Fazies i. w. S. aufgrund der großen petrographischen Gegensätze im Prinzip keine Schwierigkeiten bereitet, so ist die Festlegung und Abtrennung einzelner Teilablagerungsbereiche innerhalb der Playa-Fazies beim momentanen Kenntnisstand durchaus problematisch. Deshalb sollen hier die einzelnen Teilablagerungsbereiche nicht getrennt, sondern der Playa-Faziesbereich als Ganzes dargestellt werden. Hinweise auf die Untereinheiten werden jedoch öfters gegeben.

Ein solcher Hinweis auf Sandebenen-Sedimente existiert für das Gebiet Sien-Hundsbach-Kirschroth im NW-Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens mit 300 m mächtigen Sand- und Tonsteinen bei von NW nach SE gerichtetem Transport. Auch die im Verzahnungsbereich bei Martinstein ausgebildeten Sandsteine können Sandebenen-Sedimente sein, da sie ein brauchbares Inventar von ebenfalls NW-SE-gerichteten Strömungsanzeichen besitzen. Die im oberen Profilabschnitt der Ziegelei-Tongrube Eimer (Sobernheim) dominierenden Sandsteine scheinen ebenfalls Sandebenenverhältnisse zu repräsentieren. Eindeutiger trifft dies für mehrere m mächtige Feinsand- und Siltsteine SW Bockenau zu. N Bockenau liegen wiederum im Verzahnungsbereich Sandebenen-Sedimente vor, die durch Feinsandsteine mit Pflanzenhäcksel, Glimmeranreicherungen, Rippelmarken und Belastungswülsten auf Ablagerung in strömendem Medium hinweisen.

Auch die Aufschluß- und Gesteinsbeschreibung aus dem Gebiet Weinheim-Rüdesheim/Nahe-Hargesheim-Gutenberg (170 m mächtige Sandsteine und Pelite) läßt erkennen, daß Sandebenen-Sedimente hier rel. weit verbreitet sind (STRACK 1978). Die meist rippel- und parallel feingeschichteten Feinsandsteine besitzen oft erosive Schichtunterseiten. Dies zeigt entsprechende Strömungsenergien beim Transport der Geröllfracht an.

Daß in den über 1100 m mächtigen Sandsteinen und Peliten der Bohrung Olm I und den ebenfalls mehrere hundert Meter mächtigen Ober-Rotliegend-Schichten von Nierstein-Nackenheim mächtigere Sandebenen-Sedimente vorhanden sind, zeigen die bisherigen Beschreibungen. Hier sind durch EIDT (i. Vorber.) in Kürze genauere Ergebnisse zu erwarten. In der Bohrung Olm I und im Raum Nierstein sind Karbonatzemente in den Gesteinen weit verbreitet, eine Erscheinung, die auch in rezenten Playa-Sedimenten charakteristisch ist.

Hinweise auf Schlammebenen-Sedimente kann man aus der Literatur über die Nahe-Mulde nur vereinzelt entnehmen. Diese sind vermutlich in dem 31 m mächtigen Profil an der Straße Bockenau-Steinhardt enthalten, da nach der Beschreibung von ATZBACH & GEIB (1972) rote Tonsteine dominieren. Auch in der Bohrung Olm 1 sowie im Raum Nierstein dürften nach den Angaben von FALKE (1966) Schlammebenen-Sedimente vorhanden sein. Häufiger als die Schlammebenen-Sedimente werden in der Literatur Playa-See-Ablagerungen durch die Angaben über geringmächtige Karbonatgesteine erwähnt. Diese treten in Bänken, dünnen Lagen und Knollen in Begleitung von Silt- und Tonsteinen auf. Gegenüber den Peliten treten sie stark zurück. Sie erscheinen an verschiedenen Lokalitäten in scheinbar nicht allzu großer lateraler Verbreitung. Während aus der Prims-Mulde nur ein einziger Fund genannt wird, tauchen sie in der Nahe-Mulde etwas häufiger auf: N und E Sobernheim sowie in der Ziegelei Eimer (Sobernheim), an der Straße Bockenau-Steinhardt eine 90 cm mächtige Bank und S Daubacher Brücke 1,20 m und mehrere 1,50 m mächtige Horizonte. Die Bildung solcher Kalksteinbänke erfordert auch unter Beteiligung eines gewissen Detritusanteils einen nicht allzu kurzen Zeitraum. Sowohl die in der Ziegelei Eimer und S Daubacher Brücke auftretenden Stromatolithen als auch Süßwassermedusen und Tetrapodenfährten (in Sobernheim) zeigen flaches bis flachstes Wasser an; vorhandene Fische (in Sobernheim) andererseits Playa-Seen längerer Zeitdauer. Auf solche „beständigen“ Playa-Seen im Raum Sobernheim kann auch durch andere Hinweise gefolgert werden: In wenige m tieferen Profilabschnitten treten unmittelbar E Sobernheim schon Karbonate auf (50 cm mächtige Bänke). Außerdem befindet sich im Raum Nußbach-Daubach (N Sobernheim) das Senkungszentrum für die Schwemmfächer-Sedimente in diesem Bereich der Nahe-Mulde. Schließlich fand ein aquatischer (?fluviatiler) Transport von Rhyolith-, Andesit- und Quarzitgeröllen in Schwemmfächer-Fußbereichen nach W bzw. NW statt, der mindestens vom Kreuznacher Rhyolith aus bis in den Raum S Bockenau nachzuweisen ist.

Wenn auch bei der Beschreibung der Playa-Fazies in der südwestlichen und zentralen Nahe-Mulde salinare Verhältnisse zu erwarten waren, sie bisher aber nicht nachgewiesen sind, so werden sie aus deren NE-Bereich (Bohrung Olm 1) erwähnt. NEGENDANK (1967) beobachtete in der Nachbarschaft von dünnen Kalkstein- bzw. Dolomitlagen Steinsalz pseudomorphosen. FALKE (1966) gibt zudem in anderer Teufe Anhydrit an. Die 9 m mächtige graue Leitschicht der Bohrung Olm 1 könnte durchaus eine Playa-See-Ablagerung sein.

Daß Playa-Seen nicht immer Salzwasser führen müssen, wurde bereits erwähnt. Durch Untersuchungen rezenter Ablagerungsräume gibt es eine Reihe derartiger Beispiele. Nur eines sei aufgrund der Ergebnisse FÖRSTNER'S (1973) herausgeriffen, der in Afghanistan in wüstenhafter Umgebung bei maximalen Wassertiefen von 3 m sowohl salz- als auch süßwasserführende Playa-Seen beobachtet und untersucht hat.

Im SE-Bereich des Saar-Nahe-Beckens, der Pfälzer Mulde, sind Deutungen in Bezug auf Sandebenen-Sedimente noch eher möglich als in der Nahe-Mulde. In den 800 bis 1500 m mächtigen Feinsand- und Siltsteinen dürften sie weit verbreitet sein. Durch die in Vorbereitung befindlichen Untersuchungen von OERTEL sind in Kürze genauere Aussagen zu erwarten.

Bis auf wenige Ausnahmen an der Basis der Abfolge treten Schwemmfächer-Sedimente ganz zurück, d. h. der Einfluß des Liefergebietes macht sich immer weniger bemerkbar. Umgekehrt nimmt mit aufsteigendem Profil der Karbonatgehalt in den Sandsteinen und Peliten zu. Auch die mächtigen, als Sandebenen-Sedi-

mente zu deutenden Sandstein-Horizonte nehmen zum Hangenden hin ab. An ihre Stelle treten Silt- und Tonsteine, die evtl. Schlammebenen-Sedimente darstellen.

Einige flache, mit Sandsteinen gefüllte, von S nach N gerichtete und in gleiche Richtung entwässernde Rinnen sind in diesem Bereich noch vorhanden. Sie zeigen ein immer noch nach N gerichtetes Gefälle und ein weiter im N gelegenes Senkungszentrum in diesem Bereich des Saar-Nahe-Beckens an.

Zum Hangenden hin ändern sich diese Verhältnisse, da am Top der Gesamtfolge in einem ziemlich großen Gebiet (10–15 km streichende Entfernung) dünne Dolomitbänkchen auftauchen. Sie geben selbst die Lage eines Playa-Sees im Gebiet Potzbach-Sippersfeld-Ramsen an. Damit stehen salinare Verhältnisse im Zusammenhang, die durch Anhydritfunde in Playa-See-Sedimenten bei Göllheim belegt werden.

Dasselbe gilt für die Bohrung Landstuhl 1, die neben Anhydrit noch Steinsalzkrystalle geliefert hat. Diese treten dicht über der auch in dieser Bohrung nachgewiesenen, 4 m mächtigen, grauen kalkig-dolomitischen Leitschicht auf und beweisen somit Playa-See-Verhältnisse. Im SE-Bereich der Pfälzer Mulde liegen mächtigere Sandebenen- und Schlammebenen-Schichtpakete vor, die sich vom Haardtrand aus weit nach NW erstrecken und möglicherweise Verbindung mit ähnlichen Sedimenten auf dem NW-Flügel der Pfälzer Mulde haben. In die als Schlammebenen-Sedimente deutbaren Silt- und Tonsteine sind zuweilen geringmächtige dolomitische Feinsandsteine eingeschaltet. Erst in den obersten Partien der Gesamtfolge tauchen, ähnlich wie auf dem NW-Flügel der Pfälzer Mulde, geringmächtige Dolomitbänkchen auf, die Playa-See-Verhältnisse anzeigen.

Inwieweit die fast durchgehende Rotfärbung der Ober-Rotliegend-Schichten Hinweise auf das Paläoklima geben kann, ist aufgrund neuerer Arbeiten über kontinentale Rot-Sedimente (red beds) nicht generell zu sagen (VAN HOUTEN 1973, SCHWERTMANN & TAYLOR 1977, TURNER 1980). Da die Rotfärbung von Böden, Sedimenten und Sedimentgesteinen von verschiedenen Faktoren abhängig ist, wie z. B. von Klima, Muttergesteinsmineralogie und -gefüge, Topographie und Vegetation des Liefergebietes bzw. des Ablagerungsraumes sowie von der Sedimentstabilisierung, kann sie sowohl im Liefergebiet als auch im Ablagerungsraum entstehen (GARDNER & PYE 1981).

Demnach gibt es in situ gebildete und detritische Rot-Sedimente. Bei der in situ Rotfärbung altern verwitterungsanfällige, besonders mafische Minerale schichtintern und dadurch bildet sich Hämatit neu (Modell von WALKER 1967) oder braune detritische  $\text{Fe}^{3+}$ -Minerale altern diagenetisch,  $\text{Fe}^{2+}$ -Minerale werden oxidiert, Hämatit wird erst nach anderen diagenetischen Mineralen gebildet und/oder Bodenbildung setzt unter oxidierenden Bedingungen ein (Modell von VAN HOUTEN 1961, 1964). Bei der detritischen Rot-Sediment-Entstehung (Modell von KRYNINE 1949) sind Fe-Pigmente an Kornkontakten und gradierte Schichtungen (z. T. nur mikroskopisch sichtbar) vorhanden, während Mikroprofilendifferenzierungen und pedogene Strukturen fehlen.

Diagenetisch entstandene Rotfärbung in Ober-Rotliegend-Schichten hat HEIM (1970) nachgewiesen; ob eindeutig detritische vorhanden sind, muß künftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

In Ergänzung der obigen Ausführungen erhält die Rotfärbung doch paläoklimatologische Aussagekraft, da sie in Verbindung mit Karbonatkrusten (Caliche) und

STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

Evaporit-führenden Sedimenten nach WALKER (1967, 1976, 1979) unter ariden Klimabedingungen entstanden ist.

In vielen Arbeiten über das Rotliegende des Saar-Nahe-Beckens wird ja auch betont, daß eine allmähliche Klimaänderung von humiden Verhältnissen im Oberkarbon zu ariden Bedingungen im Ober-Rotliegenden stattgefunden hat.

Die Ergebnisse im Saar-Nahe-Becken abrundend, sollen einige neuere Resultate aus Nachbargebieten hinzugefügt werden. So stellte KOWALCZYK (1975, 1978) in den Bleichenbach-Schichten des Wetterau-Rotliegenden Evaporit-Mineraie (Anhydrit und Steinsalzpseudomorphosen sowie Abdrücke von Gips-Kristallen) fest, die das Vorhandensein salinarer Wässer zum Zeitpunkt der Sedimentation belegen.

In der Wittlicher Grabensenke, einem mit dem Saar-Nahe-Becken über den westlichen Hunsrück teilweise verbundenen Rotliegend-Becken, fanden KOPP (1955) und SNEH & BINOT (1982) sowie kurz außerhalb davon ASHRAF & STETS (1978) sowohl Schwemmfächer-Sedimente als auch Playa-Ablagerungen. Vor allem die Interpretation der Playa-Fazies ergab gute Übereinstimmungen mit den Verhältnissen im Saar-Nahe-Becken. Zu den diese Fazies charakterisierenden Gesteinen gehören karbonatisch zementierte Siltsteine, geringmächtige (max. 20 cm), meist linsenförmige Dolomitbänke und rippelgeschichtete Feinsandsteine. In diesen Sedimenten fanden GEIB & HEYL (1963) in Proben einer Schlagbohrung bei Wengerohr (SE Wittlich) Gips-Kristalle. Diese Evaporit-Mineraie belegen auch für die Wittlicher Senke zumindest teilweise salinare Verhältnisse.

## 6. Literaturverzeichnis

- ABBASSIAN, A.-A. (1975): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen an der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Raum Schweinschied-Hundsbad-Otweiler. — Dipl.-Kartierung, 38 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- AFAJ, A. (1979): Zur Lithostratigraphie des Rotliegenden im Raum Windesheim-Wallhausen-Braunweiler (nordöstl. Nahemulde). — Dipl.-Kartierung, 81 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- (1980): Die Mikrofazies der Karbonatgerölle der Waderner Schichten (Oberrotliegendes) im Raum zwischen Ellerbachtal und Trollbachtal (Nahe-Mulde). — Dipl.-Arbeit, 148 S., Mainz.
- ALTENBERGER, U. (1980): Zur Geologie im Raume Allenfeld — Sponheim (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 59 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- AMMON, L. v. (1903) unter Mitwirkung von REIS, O.: Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken (Nr. XIX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern. — 182 S., mit einem Blatte (Nr. XIX) der geognostischen Karte des Königreiches Bayern, München.
- AMMON, L. v. (1910) unter Mitwirkung von REIS, O. M.; SCHUSTER, M. & KOEHNE, W.: Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1: 100 000). — 186 S., mit einem Blatte (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern, München.
- ASHRAF, A. & STETS, J. (1978): Das Oberrotliegende und der Mittlere Buntsandstein bei Gladbach in ihren Beziehungen zum paläozoischen Sockel und zur Wittlicher Senke (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., 6: 534, 8 Abb., 1 Taf. (Beil.), Mainz.
- ATZBACH, O. (1964): Ein Pflanzenfund in den Standenbühler Schichten (Kreuznacher Gruppe des Oberrotliegenden) der Vorhaardtmulde (Top. K. 6414 Grünstadt-West). — Z. rhein. naturforsch. Ges., 3: 12–14, 1 Abb., Mainz.
- (1980): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1: 25 000. Erläuterungen Blatt 6211 Sobernheim. — 82 S., 5 Abb., 15 Tab., mit 1 geol. Kt., Mainz.
- ATZBACH, O. & GEIB, K. W. (1972): Zur Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden (Nahe-Gruppe) in der Nahe-Mulde. — Mainzer geowiss. Mitt., 1: 9–16, 5 Abb., Mainz.
- AXTHELM, T. (1975): Geologische Kartierung in der Gegend von Boos, Oberstreit und Steinharter Hof. — Dipl.-Kartierung, 32 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- BANDEL, K. & MEYER, D. E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Riffblöcke und autochthone Beckenkalke im Südtteil der Rheinischen Eugeosynklinale. — Mainzer geowiss. Mitt., 4: 5–65, 7 Abb., 10 Taf., Mainz.
- BEATY, Ch. B. (1963): Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. — Ann. Assoc. Amer. Geogr., 53: 516–535, 21 Fig., Lawrence/Kan.
- (1970): Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, U.S.A. — Amer. J. Sci., 268: 50–77, 4 Fig., 2 Tab., New Haven/Conn.
- (1974): Debris flows, alluvial fans, and a revitalised catastrophism. — Z. Geomorphol. N. F. Suppl.-Bd. 21: 39–51, 2 Fig., 7 Photos, Berlin-Stuttgart.
- BEYENBURG, E. (1930): Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im östlichen Hunsrück. — Jb. preuß. geol. L.-A., 51 (1): 417–461, Taf. 59 + 60, Berlin.
- BINTZ, J.; KLINKHAMMER, B.; VINCENT, P. L. (1978): Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt CC 7102 Saarbrücken.-Hannover.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semi-arid regions. — Bull. geol. Soc. Amer., 65: 175–190, New York.
- BLUCK, B. J. (1964): Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. — J. Sediment. Petrol., 34: 395–400, 10 Fig., Tulsa/Okla.
- BOY, J. A. (1976): Überblick über die Fauna des saar-pfälzischen Rotliegenden (Unter-Perm.) — Mainzer geowiss. Mitt., 5: 13–85, 41 Abb., Mainz.
- (1980): Die Tetrapodenfauna (Amphibia, Reptilia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Unter-Perm; SW-Deutschland). 2. *Tersomius graumanni* n. sp. — Mainzer geowiss. Mitt., 8: 17–30, 5 Abb., Mainz.

# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (?Oberkarbon – Unter-Perm; SW-Deutschland). – Z. deutsch. geol. Ges., **133**: 607–642, 7 Abb., Hannover.
- BOERSMA, M. (1975): Die Makroflora von Sobernheim (Nahe-Gebiet). – Courier Forsch. – Inst. Senckenberg, **13**: 132–136, Frankfurt am Main.
- BULL, W. B. (1964 a): Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County California. Studies of land subsidence. – Geol. Surv. Prof. Pap., **437-A**, 71 S., 39 Fig., 19 Tab., Washington, D. C.
- (1964 b): Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. – Geol. Surv. Prof. Pap., **352 E**: 89–129, Fig. 53–84, Washington, D. C.
- (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. – In: RIGBY, J. K. & HAMBLY, W. K. (Ed.): Recognition of ancient sedimentary environments. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. Nr. **16**: 63–83, 16 Fig., Tulsa/Okla.
- (1977): The alluvial fan environment. – Progr. phys. Geogr., **1** (2): 222–270, 21 Fig., London.
- COLLINSON, J. D. (1978): Alluvial Sediments. – In: READING, H. G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies: 15–60, 54 Fig., Oxford.
- COUREL, L. & PAQUETTE, Y. (1981): Place du charbon dans le remplissage de trois bassins limniques du Massif Central français. – Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **5**: 473–490, 11 Fig., 1 Tab., Pau.
- DENNY, Ch. S. (1965): Alluvial fans in the Death Valley Region California and Nevada. – Geol. Surv. Prof. Paper **466**: 59 S., 28 Fig., Washington, D. C.
- (1967): Fans and pediments. – Amer. J. Sci., **265**: 81–105, 6 Fig., New Haven/Conn.
- DIETZ, J. (1976): Geologische Untersuchungen im Rotliegenden der NW-Flanke des Pfälzer Sattels in der Umgebung von Sobernheim. – Dipl.-Kartierung, 38 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- DIETZ, V. (1965): Beiträge zur Geologie und Sedimentologie des südwestlichen Hunsrückrandes. – Ann. Univ. Sarav., H. **4**: 41–121, 25 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Berlin-Nikolassee.
- DONSIMONI, M. (1981): Le bassin houiller lorrain. Synthèse géologique. – Mém. BRGM, No. **117**, 100 S., 21 Abb., 15 Taf., Orléans.
- DREYER, G. †; FRANKE, W. R.; STAPF, K. R. G. (1983): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1:100 000. – Mainz.
- DUIS, H. D. (1960): Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde. – Diss., 123 S., 41 Abb., 2 geol. Kt., Mainz.
- EIDT, Th. (i. Vorber.): Sedimentologische Untersuchungen der Oberrotliegend-Psammite und -Pelite der Nahe-Mulde (oberhalb der Vulkanit-Serien). – Dipl.-Arbeit, Mainz.
- EUGSTER, H. P. & HARDIE, L. A. (1975): Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. – Geol. Soc. Amer. Bull., **86**: 319–334, 19 Fig., Boulder/Colo.
- (1978): Saline lakes. – In: LERMAN, A. (Ed.): Lakes. Chemistry, Geology, Physics: 237–294, 47 Fig., 11 Tab., New York-Heidelberg-Berlin.
- FALKE, H. (1950): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1950: 134–144, 3 Abb., Stuttgart.
- (1954 a): Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des saarpfälzischen Rotliegenden. – Tagungsh. 32. Jahrestagg. Deutsch. Mineral. Ges. in Mainz, Sept. 1954: 17–19, 1 Tab., Mainz.
- (1954 b): Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **36**: 32–53, 1 Abb., Stuttgart.
- (1958): Zur Geologie der Nahemulde. – Jb. Vereinigg. „Freunde Univ. Mainz“; **1958**: 1–12, Mainz.
- (1959): Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. – Geol. Rundschau, **48**: 66–76, 1 Abb., Taf. 3, Stuttgart.
- (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. – Sammlg. geol. Führer, **38**: 156 S., 6 paläogeograph. Kt., 2 Tab., 4 Exk.-Kt., 2 Übers.-Kt., 1 mehrfarb. geol. Kt., Berlin-Nikolassee.
- (1965 a): Der Hunsrück und sein Relief zur Rotliegendzeit. – In: Der Hunsrück. I: 9–25.
- (1965 b): Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regional-



# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- klima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rundschau, **54** f. 1964 (1): 208–224, 3 Abb., Stuttgart.
- (1966): Zur Geochemie der Schichten der Kreuznacher Gruppe im Saar-Nahegebiet. — Geol. Rundschau, **55** f. 1965: 59–77, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
  - (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 130–151, 4 Abb., Wiesbaden.
  - (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60** (HEINZ-TOBIEN-Festschrift): 223–234, 4 Taf., Wiesbaden.
  - (1974 a): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **56**: 1–14, 3 Abb., Stuttgart.
  - (1974 b): Die Stellung des saarpfälzischen Rotliegenden innerhalb des kontinentalen Perm von Mittel- und Westeuropa. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **56**: 167–193, 8 Abb., Stuttgart.
  - (1974 c): die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. — Geol. Rundschau, **63** (3): 819–849, 13 Abb., Stuttgart.
- FALKE, H. & BANK, H. (1970): Zur Geologie und Tektonik der südwestlichen Nahe-Mulde. — In: Sonderheft 19 „Idar-Oberstein“ der VFMG: 53–66, 5 Abb., Heidelberg.
- FÖRSTNER, U. (1973): Petrographische und geochemische Untersuchungen an afghanischen Endseen. — N. Jb. Miner. Abh., **118** (3): 268–312, 15 Abb., 10 Tab., Stuttgart.
- FRENZEL, G. & ATTIA, M. (1969): Das Grundgebirge und Rotliegende im südöstlichen Kaiserbach-Tal (Südpfalz). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **134** (1): 17–56, 6 Abb., 7 Tab., Taf. 3–11, Stuttgart.
- FRIEDMAN, G. M. (1980): Dolomite is an evaporite mineral: evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea. — In: ZENGER, D. H.; DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (Ed.): Concepts and models of dolomitization. — SEPM Spec. Publ. No. **28**: 69–80, 9 Fig., Tulsa/Okla.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12. Jg. f. 1959: 605–613, Hamburg.
- GARDNER, R. A. M. & PYE, K. (1981): Nature, origin and significance of red coastal and desert dune sands. — Progr. phys. Geogr., **5**: 514–534, London.
- GEIB, K. W. (1950): Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobernheim im Nahebergland. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (6), **1**: 193–200, 1 Abb., Wiesbaden.
- (1973): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Bl. 6112 Waldböckelheim. — 146 S., 5 Abb., 18 Tab., mit 1 geol. Kt., Mainz.
- GEIB, K. W. & HEYL, K. E. (1963): Sulfatreiche Wässer und Gips in Sedimenten des Oberrotliegenden der Wittlicher Senke. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1963**: 19–25, 1 Abb., Stuttgart.
- Geologische Karte des Saarlandes 1 : 50 000. — Saarbrücken 1981.
- GEVERS, T. W. (1930): Terrestrer Dolomit in der Etoscha-Pfanne, Südwestafrika. — Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B: Geol. u. Paläont., Jg. 1930: 224–230, Stuttgart.
- GLENNIE, K. W. (1970): Desert sedimentary environments. — Developments in Sedimentology, **14**: 222 S., Amsterdam: Elsevier.
- GREBE, H. (1882): Ueber das Ober-Rothliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend. — Jb. Kgl. preuß. geol. L.-Amt u. Bergakad. f. 1881: 455–481, Taf. XII, Berlin
- (1889): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Wadern. — 36 S., mit einer geologischen Karte 1 : 25 000, Berlin.
- GREINER, G. (1975): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Oberrotliegenden von Albersweiler/Pfalz. — Oberrhein. geol. Abh., **24**: 95–103, 4 Abb., Karlsruhe.
- HABICHT, H. (1966): Die permo-karbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **115** f. 1963: 631–649, Taf. 15, Hannover.

# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- HAMM, N. (1980): Zur Geologie im Raum Winterburg-Bockenau (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 60 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- HANDFORD, C. R. (1982 a): Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin — Bristol Dry Lake, California. — *Sedimentology*, **29**: 239–263, 15 Fig., Oxford.
- (1982 b): Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a Recent continental-sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California. — In: HANDFORD, C. R.; LOUCKS, R. G. & DAVIES, G. R. (Ed.): *Depositional and diagenetic spectra of evaporites — a core workshop*. — SEPM Core Workshop No. 3: 65–74, 6 Fig., Calgary/Canada.
- HANEKE, J.; GÄDE, C.-W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der Rhyolithischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **130** (2): 535–560, 9 Abb., 3 Tab., Hannover.
- HANEKE, J.; LORENZ, V. & STAPF, K. R. G. (1983): Geologie und Grundwasser des Landschaftsschutzgebietes Donnersberg. — In: STAPF, K. R. G. (Ed.): *Das Landschaftsschutzgebiet Donnersberg in der Nordpfalz, Bad Dürkheim*.
- HARDIE, L. A.; SMOOT, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. — In: MATTER, A. & TUCKER, M. E. (Ed.): *Modern and Ancient Lake Sediments*. — Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 2: 7–41, 8 Fig., Oxford u. a.
- HARTKOPF, Chr. (1981): Ein Beitrag zur Geologie und Tektonik in der Umgebung von Albersweiler/Pfalz. — Zweimonat. Kartierung, IV + 82 S., 38 Abb., 2 Tab., 2 Kt., Mainz.
- HAY R. L. (1978): Geological occurrences of zeolites. — In: SAND, L. B. & MUMPTON, F. A. (Ed.): *Zeolites. Occurrence, properties, use*: 135–143, 2 Fig., 1 Tab., Oxford u. a.
- HEIM, D. (1970): Über die Farben der Buntsedimente im saar-pfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **56** (HORST-FALKE-Festschrift): 117–128, 2 Tab., 1 Taf., Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. E. (1963): Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzerwald (Haardt) zwischen Neustadt – Lambrecht und Klingenmünster – Silz. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 143–176, 11 Abb., 1 Tab., Taf. 20, Wiesbaden.
- HEWARD, A. P. (1978 a): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D – Stephanian B coalfields, Northern Spain. — In: MIAL, A. D. (Ed.): *Fluvial sedimentology*. — *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5: 669–702, 14 Fig., Calgary/Alberta.
- (1978 b): Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B La Magdalena, Cifera – Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. — *Sedimentology*, **25**: 451–488, 20 Fig., Oxford.
- HOFMANN G. (1980): Zur Geologie im Raum Hochstetten – Dhaun – Simmertal (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 50 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- HOFMANN, G. (1981): Die Rhyolith- und Keratophyrgerölle in den Waderner Schichten der nordöstlichen Nahe-Mulde (Oberrotliegenden, Saar-Nahe-Becken). — *Dipl.-Arbeit*, 161 S., Mainz.
- HOLUB, V. M. (1976): Permian basins in the Bohemian Massif. — In: FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*: 53–79, 10 Fig., Dordrecht.
- HOKE, R. LeB. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. — *J. Geol.*, **75**: 438–460, 10 Fig., 5 Tab., Chicago/Ill.
- (1968): Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. — *Amer. J. Sci.*, **266**: 609–629, 9 Fig., 2 Tab., New Haven/Conn.
- (1972): Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**: 2073–2098, Boulder/Colo.
- HUNT, Ch. B. & MABEY, D. R. (1966): Stratigraphy and structure of Death Valley, California. — *Geol. Surv. Prof. Paper* **494-A**: 162 S., 120 Fig., Washington, D. C.
- HUY, D. (1980): Zur Geologie im Raum Pferdsfeld – Daubach – Monzingen (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 60 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- (1981): Die Andesit- und Diabasgerölle in den Waderner Schichten der nordöstlichen Nahe-Mulde (Oberrotliegenden, Saar-Nahe-Becken). — *Dipl.-Arbeit*, 120 S., Mainz.

# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- ILLIES, J. H. (1963): Der Westrand des Rheingrabens zwischen Edenkoben (Pfalz) und Niederbronn (Elsaß). — Oberrhein. geol. Abh., **14**: 1–54, 26 Abb., Karlsruhe.
- JAEGER, F. (1939): Die Trockenseen der Erde. Eine vergleichend-geographische Untersuchung zur Gewässerkunde der Trockengebiete. — Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsbd. 52, H. 236: 159 S., 16 Taf., Gotha: J. Perthes.
- (1942): Ein besonderer Seentypus: Die Trockenseen oder Pfannen. — Geol. d. Meere u. Binnengew., **6** (1): 65–103, 21 Abb., Berlin: Bornträger.
- KAISER, E. (1926): Die Diamantenwüste Südafrikas, Band II. — 535 S., 99 Abb., 52 Taf., 32 Stereobild., Berlin: D. Reimer.
- KAMPF, J. (1981): Zur Geologie im Raum Gries — Nanzdietschweiler, Westpfalz (SE-Flanke des Pfälzer Sattelgewölbes). — Zweimonat. Kartierung, 47 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- KENDALL, A. C. (1979): Facies Models 13. Continental and subtidal (sabkha) evaporites. — In: WALKER, R. G. (Ed.): Facies Models. — Geoscience Canada Repr. Ser. 1: 145–157, 17 Fig., Toronto/Ontario.
- KERP, J. H. F. (1982a): New palaeobotanical data on the „Rotliegendes“ of the Nahe area (F. R. G.). — Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **56**: 7–14, 3 Fig., Frankfurt a. M.
- (1982b): Aspects of Permian palaeobotany and palynology. II. On the presence of the ovuliferous organ *Autunia milleryensis* (RENAULT) KRASSER (Peltaspermeaceae) in the Lower Permian of the Nahe Area (F. R. G.) and its relationship to *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART. — Acta Bot. Neerl., **31** (5/6): 417–427, 8 Fig., 1 Tab., Wageningen.
- KERZAN, K. A. H. (1980): Zur Geologie im Raum Langenthal — Monzingen (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 86 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- (1981): Die Quarzit- und Milchkwarzgerölle in den Waderner Schichten (Oberrotliegendes) im Raum zwischen Ellerbachtal und Trollbachtal (Nahe-Mulde). — Dipl.-Arbeit, 177 S., Mainz.
- KLAASSEN, A. (1982): Zur Geologie im Raum Waldböckelheim—Sponheim (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 48 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- KÖRPER, L. (1981): Zur Geologie des Gebietes zwischen Göllheim und Marnheim (SE-Flanke des Pfälzer Sattelgewölbes). — Zweimonat. Kartierung, 62 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- KOPP, K.-O. (1955): Die Wittlicher Rotliegend-Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rundschau, **44**: 100–147, 9 Abb., Taf. 8, Stuttgart.
- KOWALCZYK, G. (1975): Evaporit-Relikte im Oberrotliegenden der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 291–298, 1 Abb., Taf. 15–16, Wiesbaden.
- (1978): Das Rotliegende im Wetterau-Trog. Ein Beispiel für die paläogeographisch-strukturelle Entwicklung eines mobilen Schwellen/Beckenbereiches. — Habilitationsschrift, 145 S., 21 Abb., 4 Taf., Frankfurt a. M.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau (Hessen). — Z. deutsch. geol. Ges., **125**: 61–90, 7 Abb., 1 Tab., Hannover.
- KRUG, U. (1979): Zur Geologie des Gebietes Kirnsulzbach — Bergen (Nahe). — Zweimonat. Kartierung, 33 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- KRYNINE, P. D. (1949): The origin of red beds. — Trans. New York. Acad. Sci., Ser. II: 60–68, New York.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Blatt Nr. 5916 Hochheim am Main. — 3. Aufl., 209 S., 19 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1 Beibl., mit 1 geol. Kt., Wiesbaden.
- LADNORG, U. P. (1972): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden im Raume von Kirn an der Nahe. — Dipl.-Arbeit, 97 S., Mainz.
- LASPEYRES, H. (1867): Kreuznach und Dürkheim a. d. Haardt. Erster Theil. — Z. deutsch. geol. Ges., **19**: 803–922, Taf. 15, Berlin.
- LATTMAN, L. H. (1973): Calcium carbonate cementation of alluvial fans in southern Nevada. — Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 3013–3028, 10 Fig., Boulder/Colo.
- LAVERSANNE, J. (1976): Sédimentation et minéralisation du Permien de Lodève (Hérault). — Thèse Univ. Orsay, 299 S.

## STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- LEPPLA, A. (1894): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Nohfelden. — 29 S., mit einer geologischen Karte 1:25 000 (geognostisch aufgenommen durch ROLLE, F.; GREBE, H. 1874–1877 und LEPPLA, A. 1890), Berlin.
- (1898): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Lfg. 63: Blatt Buhlenberg. — 37 S., Berlin.
  - (1919): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt Trier-Mettendorf. — Berlin.
  - (1924): Geologische Karte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 15: Blatt Königstein. — 2. Aufl. (1922) mit Erläuterungen, Berlin.
  - (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 45 f. 1924: 1–88, 1 Abb., 4 Profile, 1 Taf., Berlin.
- LEPSIUS, R. (1887–1892): Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. 1. Teil: Das westliche und südliche Deutschland. — 800 S., 136 Abb., 1 geol. Kt., 1 Taf., Stuttgart: Engelhorn [S. 1–254, 1887 erschienen].
- LERMAN, A. (1978): Lakes. Chemistry, Geology, Physics. — 363 S., New York – Heidelberg – Berlin: Springer.
- LORENZ, V. (1971): Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60 (HEINZ-TOBIEN-Festschrift): 263–275, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- LÜTZNER, H. (1978): Konglomerattypen des Rotliegenden von Thüringen und deren Vergleich mit rezenten Schwemmfächersedimenten. — Z. geol. Wiss., 6 (10): 1187–1210, 12 Abb., 1 Tab., Berlin.
- LUPPA, K.-W. (1981): Zur Geologie im Raum Kirchheimbolanden. — Zweimonat. Kartierung, 43 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- LUSTIG, L. K. (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs Valley California. Erosion and sedimentation in a semiarid environment. — Geol. Surv. Prof. Pap., 352-F, 192 S., 137 Fig., 6 Tab., Washington.
- MEISSNER, R.; BARTELSSEN, H. & MURAWSKI, H. (1980): Seismic reflection and refraction studies for investigating fault zones along the Geotraverse Rhenoharzynikum. — Tectonophysics, 64: 59–84, 12 Fig., Amsterdam.
- MIALL, A. D. (1982): Recent developments in facies models for siliciclastic sediments. — J. geol. education, 30: 222–240, 11 Fig., Lawrence/Kansas.
- MÜLLER, A. H. (1982): Weitere Hydromedusen (Coelenterata) und medusoide Problematika aus dem mitteleuropäischen Rotliegenden. — Freiburger Forsch.-H., C 366: 29–43, 9 Bilder, 5 Bildtaf., 1 Tab., Leipzig.
- MÜLLER, E.; ZÖLLER, L. & KONZAN, H.-P. (1981): Juntertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde (Saarland). — Eiszeitalter und Gegenwart, 31: 65–78, 5 Abb., Hannover.
- MÜLLER, G.; NIELSEN, H. & HOEFS, J. (1966): Schwefel-Isotopen-Untersuchungen an Evaporiten der Kreuznacher Gruppe (Zechstein?) im Saar-Nahe-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1966: 745–750, 1 Abb., Stuttgart.
- NEAL, J. T. (1975): Playas and dried lakes. Occurrence and development. — Benchmark Papers in Geology, 20: 411 S., Stroudsburg/Pennsylvania.
- NEGENDANK J. F. W. (1967): Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Olm 1 und Vergleich der in dieser Bohrung auftretenden Magmatite mit Proben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprendlinger Horst. — Diss., 124 S + 44 S. Anh., Mainz.
- (1969): Über permische und tertiäre Magmatite im Untergrund des Mainzer Beckens. — Geol. Rundschau, 58 (2): 502–512, 5 Abb., Stuttgart.
- NÖRING, F. (1951): Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2: 22–40, Taf. 2, Wiesbaden.
- OERTEL, M. (i. Vorber.): Sedimentologische Untersuchungen der Oberrotliegend-Psammite und -Pelite der Pfälzer Mulde (im Hangenden des Quarzitkonglomerats). — Dipl.-Arbeit, Mainz.

# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- PETTIJOHN, F. J. (1975): Sedimentary rocks. — 3. Aufl., 736 S., New York: Harper & Row.
- PLASS, W. (1959): Zur Geologie des Eisenberger Beckens (Nordpfalz) und seines östlichen und westlichen Randgebiets. — Dipl.-Arbeit, 128 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **129**: 71–97, 10 Abb., 6 Taf., Hannover.
- PRIER, H. (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstraße des südlichen Odenwaldes. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **11**: 279–298, 2 Abb., 3 Taf., Freiburg i. Br.
- (1975): Tuffe und Sedimente des Rotliegenden im Odenwald. — Aufschluß, Sonderbd., **27** (Odenwald): 285–298, 6 Abb., Heidelberg.
- REEVES, C. C. Jr. (1968): Introduction to Paleolimnology. — Developments in Sedimentology, **11**: 228, S., 124 Fig., Amsterdam: Elsevier.
- REIMANN, K.-U. (1969): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde zwischen Schwoilbach- und Idarbachtal. — Dipl.-Arbeit, 129 S., 15 Abb., 18 Taf., 1 geol. Kt., Mainz.
- REINECK, H.-E. (1955 a): Zur Petrogenese der Waderner Schichten am N-Flügel der Nahe-Mulde (D 77). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **100**: 289–323, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21–23, Stuttgart.
- (1955 b): Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101**: 75–90, 2 Abb., Taf. 7–11, Stuttgart.
- (1966): Abdrücke von Hydromedusen aus dem Oberrotliegenden (Perm) bei Nierstein. — Natur u. Museum, **96**: 445–448, 2 Abb., Frankfurt a. M.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. — 2. rev. u. erg. Aufl., 549 S., 683 Fig., Berlin u. a.: Springer.
- REINHEIMER, H. (1933): Stratigraphische und lithogenetische Untersuchungen in Gebieten der Blätter Pferdsfeld und Sobernheim im Nahebergland (Beiträge zur Lithogenese des Rotliegenden). — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **149**: 56 S., 1 geol. Kt., 1 Profil, Berlin.
- REIS, O. M. (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern (1 : 100 000). — 320 S., 101 Abb., 1 tekt. Kt., mit einem Blatte (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern (1 : 100 000), München.
- REISCHMANN, Th. (1980): Zur Geologie des Gebietes Göllheim–Breunigweiler (südwestliches Mainzer Becken–Pfälzer Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 69 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). — Z. deutsch. geol. Ges., **132**: 451–501, 8 Abb., 5 Taf., Hannover.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. — Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. **5**: 605–625, 13 Fig., Calgary/Alberta.
- (1979): Facies Models 2. Coarse alluvial deposits. — In: WALKER, R. G. (Ed.): Facies Models. — Geoscience Canada Repr. Ser. **1**: 9–21, 18 Fig., Toronto/Ontario.
- SANDNER, D. (1981): Zur Geologie im Raum Simmertal–Martinsteinst–Weiler (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, 71 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- SCHÄFER, A. & RAST, U. (1976): Sedimentation im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens. — Natur u. Museum, **106** (11): 330–338, 6 Abb., 1 Kt.skitze, Frankfurt a. M.
- SCHÄFER, K. (1961): Das Rotliegende zwischen Schallodenbach und Otterbach an der SE-flanke des Pfälzer Sattels. — Dipl.-Arbeit, 76 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- (1969): Ein beachtlicher Fund von *Dadoxylon* sp. aus dem Oberrotliegenden von Schallodenbach/Pfälzer Bergland. — Der Aufschluß, Jg. **20**: 22–26, 3 Abb., Göttingen.
- SCHÄFER, St. (i. Vorber.): Zur Geologie von Devon und Rotliegendem im Raum Kirn/Hochstetten – Dhaun (Nahe-Mulde). — Zweimonat. Kartierung, Mainz.
- SCHALL, A. (1968): Grund- und Deckgebirge im Bereich der Mettlacher Saarschleife. — Diss. (Fotodruck), 93 S., 13 Abb., 1 geol. Kt., 5 Taf., Tübingen.
- SCHMIDTGEN, O. (1927): Tierfährten im Oberen Rotliegenden bei Mainz. — Palaeont. Z., **9** (1): 101–107, 7 Abb., Stuttgart.

## STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- SCHUSTER, J. (1908): Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. — Geogn. Jh., 20. Jg. f. 1907: 183–243, 2 Beil., 3 Fig., Taf. 5–10, München.
- SCHUSTER, M. (1934): Geologische Übersichtskarte der Rheinpfalz und der angrenzenden Länder 1:200 000. — München.
- SCHWAB, K. (1967): Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. — Mitt. POLLICHIA (III), 14: 13–55, 7 Abb., 2 Kt., Bad Dürkheim.
- SCHWEHLA, K. (1976): Das Oberrotliegende des Alzeyer Horstes in der Umgebung von Erbes-Büdesheim. — Dipl.-Kartierung, 44 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- SCHWEITZER J. (1981): Zur Geologie im Raum Nanzdietschweiler — Reuschbach, Westpfalz (SE-Flanke des Pfälzer Satteltgewölbes). — Zweimonat. Kartierung, 45 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- SCHWEIZER, V. (1982) unter Mitarbeit von KRAATZ, R.: Kraichgau und südlicher Odenwald. — Sammlung geol. Führer, 72: 203 S., 35 Abb., Berlin-Stuttgart: Borntraeger.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. M. (1977): Iron oxides. — In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. (Ed.): Minerals in soil environments: 145–180, Madison/Wis.: Soil Sci. Soc. Amer.
- SHARP, R. P. & NOBLES, L. H. (1953): Mudflow of 1941 in Wrightwood, southern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 64: 547–560, New York.
- SITTIG, E. (1974): Die Schichtenfolge des Rotliegenden der Senke von Baden-Baden (Nord-schwarzwald). — Oberrhein. geol. Abh., 23: 31–41, 1 Abb., Taf. 1, Karlsruhe.
- SMOOT, J. P. (1978): Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. — In: MATTER, A. & TUCKER, M. E. (Ed.): Modern and Ancient Lake Sediments. — Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol., 2: 109–127, 16 Fig., 2 Tab., Oxford u. a.
- SNEH, A. & BINOT, F. (1982): Interpretation of the depositional environment of Upper Rotliegend red beds in the Wittlich basin (W-Germany). — Mainzer geowiss. Mitt., 11: 207–216, 10 Abb., Mainz.
- SONNE, V. (1972): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 6115 Udenheim. — 102 S., 9 Abb., 4 Tab., mit einer geologischen Karte 1:25 000, Mainz.
- (1973): Zur Geologie des Niersteiner Horstes und seiner Umgebung. — In: LIEDTKE, H.; SCHARF, G.; SPERLING, W.: Topographischer Atlas Rheinland-Pfalz: 168–169, 1 geol. Kt., Neumünster.
- SPUHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. — Veröff. Pfälz. Ges. Förd. Wiss., 34: 432 S., Speyer a. Rh.
- STAEGEMEIR, B. (1979): Zur Geologie des Gebietes NW von Fischbach (Hunsrücksüdrand). — Zweimonat. Kartierung, 29 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- STAPF, K. R. G. & HARTMANN D. (1981): Zur Stratigraphie und Fazies der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim bei Mainz (Tertiär, Unter-Miozän, Mainzer Becken). — Mitt. POLLICHIA, 69: 82–108, 31 Abb., 1 Tab., Bad Dürkheim/Pfalz.
- STAPF, K. R. G. & STRACK, D. (1980): Zur Tektonik der nordöstlichen Nahe-Mulde im Raum Bad Kreuznach. — Oberrhein. geol. Abh., 29: 29–50, 13 Abb., Karlsruhe.
- STEEL, R. J.; MAEHLE, S.; NILSEN, H.; RØE, S. L. & SPINNANGR, Å. (1977): Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian, Norway) — sedimentary response to tectonic events. — Geol. Soc. Amer. Bull., 88: 1124–1134, 8 Fig., Boulder/Colo.
- STEINEGGER, U. (1977): Zur Geologie der nordöstlichen Nahe-Mulde unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie der Waderner Schichten im Raum Burglayen — Münster-Sarmsheim — Langenlonsheim. — Dipl.-Kartierung u. Dipl.-Arb., 177 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- STONE R. O. (1967): A desert glossary. — Earth Sci.-Rev., 3: 211–268, 37 Fig., Amsterdam.
- STRACK, D. (1978): Die Kreuznach-Formation in der Nahe-Gruppe (Rotliegend-Supergruppe des Saar-Nahe-Gebietes) und die Entstehung des „Kreuznacher Sandsteins“. — Dipl.-Kartierung und Dipl.-Arbeit, 247 S., 135 Abb., 10 Tab., 19 Taf., 1 geol. Kt., Mainz.

# STAPF, Schwemmfächer- u. Playa-Sedimente im Ober-Rotl. d. Saar-Nahe-Beckens

- SURDAM, R. C. & SHEPPARD, R. A. (1978): Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. — In: SAND, L. B. & MUMPTON, F. A. (Ed.): Zeolites. Occurrence, properties, use: 145–174, 28 Fig., 8 Tab., Oxford u. a.
- THEUERJAHR, A. K. (1967): Zur Geologie der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Gebiet von Lauterecken — Hundsbach — Bärweiler — Breitenheim (Oberes Nahebergland, Glan — Alsenz — Berg- und Hügelland). — Dipl.-Arbeit, 196 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- TURNER, P. (1980): Continental red beds. — *Developments in Sedimentology*, **29**: 562 S., Amsterdam: Elsevier.
- URBAN, U. (1980): Zur Geologie des Gebietes Kerzenheim — Eisenberg — Ramsen (südwestliches Mainzer Becken — Pfälzer Mulde). Zweimonat. Kartierung, 95 S., 1 geol. Kt., Mainz.
- VAN HOUTEN, F. B. (1961): Climatic significance of red beds. — In: NAIRN, A. E. M. (Ed.): *Descriptive Palaeoclimatology*: 89–139, 6 Fig., 6 Tab., New York: Intersci. Publ.
- (1964): Origin of red beds — some unsolved problems. — In: NAIRN, A. E. M. (Ed.): *Problems in Palaeoclimatology*: 647–661, London u. a.: Intersci. Publ.
- (1973): Origin of red beds. A review 1961–1972. — *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**: 39–61, 3 Fig., Palo Alto/Cal.
- VISSCHER, H.; HUDDLESTON SLATER-OFFERHAUS, M. G. & WONG, T. E. (1974): Palynological assemblages from „Saxonia“ deposits of the Saar-Nahe-Basin (Germany) and the Dôme de Barrot (France) — an approach to chronostratigraphy. — *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **17**: 39–56, 3 Tab., 7 Taf., Amsterdam.
- WAGNER, W. & MICHELS, Fr. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1:25 000 Blatt Bingen-Rüdesheim. — 167 S., 3 Taf., mit 1 geol. Kt., Darmstadt.
- WALKER, T. R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**: 353–369, Boulder/Colo.
- (1976): Diagenetic origin of continental red beds. — FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*: 240–282, 26 Fig., Dordrecht: Reidel.
- (1979): Red color in dune sand. — In: Mc KEE, E. D. (Ed.): *A study of global sand seas*. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1052**: 61–81, Fig. 31–40, Tab. 8, Washington, D. C.
- WEISS, E. & GREBE, H. (1889): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XXXIII. Lfg. Blatt Lebach. — 47 S., mit einer Geologischen Karte 1:25 000, Berlin.

(Fertiggestellt am 20. 12. 1982)

*Anschrift des Verfassers:*

*Dr. Karl R. G. Stapf, Institut für Geowissenschaften (Geologie) der Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.*